



Origine et composition du plateau océanique Caraïbe

Sidonie Révillon

► To cite this version:

Sidonie Révillon. Origine et composition du plateau océanique Caraïbe. Géochimie. Université Rennes 1, 1999. Français. NNT : . tel-00145360

HAL Id: tel-00145360

<https://theses.hal.science/tel-00145360>

Submitted on 9 May 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES 1

pour obtenir

le grade de : **DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE RENNES 1**

Mention : Sciences de la Terre

PAR

Révillon Sidonie

Equipe d'accueil : Laboratoire de Pétrologie-Géochimie - Université de Rennes 1

Ecole Doctorale : Physique et Matériaux

Composante universitaire : SPM

Origine et composition du Plateau Océanique Caraïbe

SOUTENUE LE 5 Novembre 1999 devant la commission d'Examen

COMPOSITION DU JURY :

Nicholas ARNDT
Sylvain BLAIS
Serge FOURCADE
Henriette LAPIERRE
John LUDDEN
René MAURY
Robert NESBITT

Directeur de thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble
Examineur, Université de Rennes 1
Examineur, Université de Rennes 1
Examineur, Université Joseph Fourier, Grenoble
Rapporteur, CRPG, Nancy
Rapporteur, Université de Bretagne Occidentale, Brest
Examineur, Southampton Oceanography Center, UK

Remerciements

Je remercie sincèrement les personnes qui ont accepté de juger ce travail : Henriette Lapierre, John Ludden, René Maury, Bob Nesbitt, Sylvain Blais et Serge Fourcade. Je tiens aussi à exprimer toute ma reconnaissance à mes patrons, Catherine et Nick, à qui je dois beaucoup...même s'ils ont pris, géographiquement, un peu de distance sur la fin.

Un grand Merci aussi aux nombreuses personnes, de l'intérieur ou de l'extérieur, qui m'ont aidé et soutenu pendant ces trois années. C'est « moche » mais je n'en ferai pas la liste....Telle que je me connais, je pourrais en oublier...

J'espère, cependant, ne pas avoir attendu la rédaction de cette page pour les remercier comme il se doit.

Sommaire

1. INTRODUCTION.....	4
1.1. STRUCTURE ET COMPOSITION DU MANTEAU TERRESTRE.....	4
1.1.1. <i>Modèles de manteau terrestre</i>	5
1.1.2. <i>Modèles de panache</i>	9
1.2. LES GRANDES PROVINCES MAGMATIQUES.....	12
1.2.1. <i>Mécanisme de formation</i>	12
1.2.2. <i>Les plateaux océaniques</i>	14
1.3. LE PLATEAU CARAÏBE.....	15
1.3.1. <i>Contexte géodynamique</i>	15
1.3.2. <i>Sites d'étude</i>	16
1.4. DEMARCHE.....	17
1.5. ORGANISATION DU MANUSCRIT.....	19
2. OUTILS.....	20
2.1. CALCUL DES COMPOSITIONS DE LIQUIDES PARENTS.....	20
2.1.1. <i>Teneur en MgO des liquides parents</i>	21
2.1.2. <i>Calcul des autres éléments</i>	27
2.1.3. <i>Application aux terres rares</i>	31
2.2. MODELISATIONS DE FUSION PARTIELLE.....	34
2.2.1. <i>Les différents types de fusion partielle</i>	34
2.2.2. <i>Influence des principaux paramètres</i>	38
2.2.3. <i>Conclusions</i>	44
3. PETROGENESIS OF PICRITES FROM THE CARIBBEAN PLATEAU AND THE NORTH ATLANTIC MAGMATIC PROVINCE.....	48
3.1. INTRODUCTION.....	49
3.2. GEOLOGICAL BACKGROUND.....	49
3.3. PETROGRAPHY AND MINERAL COMPOSITIONS.....	52
3.3.1. <i>Curaçao</i>	52
3.3.2. <i>Iceland</i>	54
3.3.3. <i>ODP Leg 152</i>	56
3.4. GEOCHEMICAL DATA.....	57
3.4.1. <i>Analytical techniques</i>	57
3.5. MAJOR AND TRACE ELEMENTS AND ISOTOPE COMPOSITIONS.....	57
3.5.1. <i>Curaçao</i>	57
3.5.2. <i>Iceland</i>	60
3.5.3. <i>Leg 152</i>	60
3.6. LIQUID COMPOSITIONS AND PROPORTION OF ACCUMULATED OLIVINE	62
3.6.1. <i>Curaçao</i>	62
3.6.2. <i>Iceland</i>	63
3.6.3. <i>Leg 152</i>	64
3.7. PETROGENESIS.....	67
3.8. CONCLUSIONS.....	73
4. A COMPLEX HISTORY FOR THE CARIBBEAN PLATEAU: PETROGOLY, GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY OF THE BEATA RIDGE, SOUTH HISPANIOLA.....	77
4.1. INTRODUCTION.....	79
4.2. GEOLOGICAL SETTING.....	79
4.2.1. <i>The Caribbean Large Igneous Province</i>	79
4.2.2. <i>The Beata Ridge</i>	80
4.3. SAMPLE PREPARATION AND ANALYTICAL TECHNIQUES	82
4.4. RESULTS.....	83

4.4.1. Petrology and mineral composition	83
4.4.2. Major and trace elements, isotopic compositions.....	84
4.4.3. Geochronology.....	91
4.5. PETROGENESIS OF THE BEATA RIDGE	94
4.5.1. Alteration.....	94
4.5.2. Conditions of emplacement.....	95
4.5.3. Parental liquids compositions and magma evolution	97
4.6. TIMING OF MAGMATISM.....	100
4.7. CONCLUSIONS.....	108
5. GEOCHEMICAL STUDY OF ULTRAMAFIC SILLS, GORGONA ISLAND, COLOMBIA: PLUMBING SYSTEM OF AN OCEANIC PLATEAU.....	116
5.1. INTRODUCTION	117
5.2. GEOLOGICAL BACKGROUND	118
5.2.1. Caribbean oceanic plateau.....	118
5.2.2. Gorgona island.....	119
5.3. FIELD EVIDENCE AND SAMPLE DESCRIPTIONS	119
5.3.1. Volcanic rocks: komatiites, komatiitic basalts and picrites.....	119
5.3.2. Intrusive rocks.....	121
5.4. PETROGRAPHY AND MINERAL COMPOSITIONS	122
5.4.1. Komatiites and picrites.....	122
5.4.2. Intrusive rocks.....	122
5.5. CHEMISTRY	126
5.5.1. Analytical techniques.....	126
5.5.2. Major elements.....	127
5.5.3. Trace elements.....	133
5.5.4. Isotopic compositions.....	134
5.6. DISCUSSION.....	138
5.6.1. Emplacement of volcanic and plutonic rocks	138
5.6.2. Parental liquid compositions, olivine fractionation and accumulation	138
5.6.3. Relationships between volcanic and plutonic rocks.....	140
5.6.4. Depth, degree and partial melting processes.....	145
5.6.5. Mantle sources.....	150
5.7. CONCLUSIONS.....	151
5.7.1. Plumbing system of an oceanic plateau.....	151
5.7.2. Plume composition and melting processes.....	151
5.II. STRONTIUM AND OXYGEN ISOTOPE COMPOSITIONS OF CLINOPYROXENE AND WHOLE ROCKS FROM THE CARIBBEAN PLATEAU: A SOLUTION TO THE HIGH ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr PUZZLE.....	158
5.II.1. INTRODUCTION	160
5.II.2. RESULTS.....	160
5.II.2.1. Analytical procedures.....	160
5.II.2.2. Strontium isotopic compositions.....	162
5.II.2.3. Oxygen isotopic compositions.....	162
5.II.3. DISCUSSION.....	164
5.II.3.1. Sr isotope compositions of whole rocks.....	164
5.II.3.2. Sr isotope compositions of clinopyroxenes.....	164
5.II.3.3. Modeling the assimilation of altered oceanic crust	165
5.II.4. CONCLUSIONS.....	168
6. SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS.....	172
6.1. COMPOSITIONS CHIMIQUES DES LIQUIDES.....	172
6.1.1. Teneurs en MgO.....	172
6.1.2. Les terres rares.....	174
6.2. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE Nd DES LIQUIDES	177
6.3. RELATIONS ENTRE COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE Nd ET RAPPORTS ELEMENTAIRES.....	179
6.4. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE Sr	180

7. CARACTERISTIQUES DE LA SOURCE.....	183
7.1. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DU PLATEAU CARAÏBE.....	183
7.2. COMPARAISON AVEC LES AUTRES PLATEAUX.....	187
7.3. COMPARAISON AVEC LES OIB DU PACIFIQUE	189
7.4. NATURE DES DIFFERENTS COMPOSANTS	190
7.4.1. Nature du composant « enrichi ».....	190
7.4.2. Origine du composant « enrichi ».....	194
7.4.3. Nature du composant appauvri.....	196
7.4.4. Pourquoi échantillonne-t-on le composant appauvri dans les Caraïbes ?	200
8. CARACTERISTIQUES DE LA TETE DU PANACHE.....	203
8.1. TYPES DE PROCESSUS DE FUSION PARTIELLE IMPLIQUES.....	204
8.2. TAUX ET PROFONDEUR DE FUSION	206
8.3. NATURE DES LIQUIDES PRODUITS.....	208
8.4. ZONATION ISOTOPIQUE.....	211
8.5. INFLUENCE DU SYSTEME D'ALIMENTATION.....	212
8.6. RESUME : ZONATION D'UNE TETE DE PANACHE	214
9. CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES.....	218
BIBLIOGRAPHIE.....	222
10. ANNEXE 1 : RESULTATS PAR SITE	232
10.1. CURAÇAO.....	233
10.1.1. Composition des liquides parents.....	233
10.1.2. Modélisation de la fusion partielle	234
10.2. RIDE DE BEATA.....	235
10.2.1. Composition des liquides parents.....	235
10.2.2. Modélisation de la fusion partielle	236
10.3. GORGONA	237
10.3.1. Composition des liquides parents.....	237
10.3.2. Modélisation de la fusion partielle	243
11. ANNEXE 2 : TABLEAUX D'ANALYSES.....	247
11.1. ANALYSES MICROSONDE.....	247
11.1.1. Curaçao.....	247
11.1.2. Ride de Béata.....	265
11.1.3. Gorgona	277
11.2. ANALYSES CHIMIQUES	336
11.3. ANALYSES ISOTOPIQUES.....	336
11.3.1. Compositions isotopiques de Nd et de Sr	336
11.3.2. Compositions isotopiques de l'Oxygène.....	336
11.3.3. Compositions isotopiques de l'Hélium.....	337

1. Introduction

Notre travail se place dans la thématique de l'étude de la composition du manteau terrestre. Cette thèse a pour but, par l'étude du panache associé au plateau Caraïbe, de participer à une meilleure connaissance de la dynamique du manteau profond, de ses hétérogénéités et de l'origine de ces hétérogénéités. Ce travail se focalise sur un certain nombre de points. En particulier :

(1) nous avons choisi de nous intéresser à un plateau océanique. Nous nous plaçons donc à la tête d'un panache qui échantillonne vraisemblablement, de larges portions de la source des panaches (*i.e.*, le manteau profond).

(2) nous avons choisi d'étudier principalement des magmas basiques et ultrabasiques. La composition de ces magmas, peu différenciés, est en effet relativement proche de la composition de leur source mantellique. De même, nous avons étudié les différents processus de fusion ayant lieu au sein d'une tête de panache, en évaluant les modifications chimiques qu'ils apportent aux magmas.

La première section de ce chapitre introductif propose un rappel des différents modèles de structure et de composition du manteau terrestre, tirés de la littérature. Le rôle des panaches mantelliques dans l'évolution du manteau est également abordé (section 1.1.2). Les Grandes Provinces Magmatiques sont présentées dans la section 1.2 et le plateau Caraïbe dans la section 1.3. La méthodologie que nous avons suivie fait l'objet de la section suivante (section 1.4). Ce chapitre est conclu par une présentation générale de l'organisation du manuscrit (section 1.5).

1.1. Structure et composition du manteau terrestre

L'étude du manteau terrestre est l'un des enjeux majeurs de la géologie. De nombreuses approches aussi bien géophysiques que pétrologiques et géochimiques, se sont attachées à décrire et à comprendre le manteau en caractérisant sa structure, sa composition, son évolution, son mode de convection. En effet, le manteau terrestre a le Moho comme limite supérieure (30 km en moyenne), et le noyau externe comme limite inférieure (2900 km). Il correspond ainsi au réservoir le plus volumineux de notre planète. La caractérisation de sa structure et de sa composition sont les deux objectifs principaux de l'étude du manteau.

Les informations concernant la structure du manteau terrestre proviennent principalement des études géophysiques. En effet, elles sont les seules à pouvoir "imager" le manteau profond.

Les informations concernant sa composition proviennent des études géochimiques. Dans ce cas, deux types d'informations peuvent être collectées :

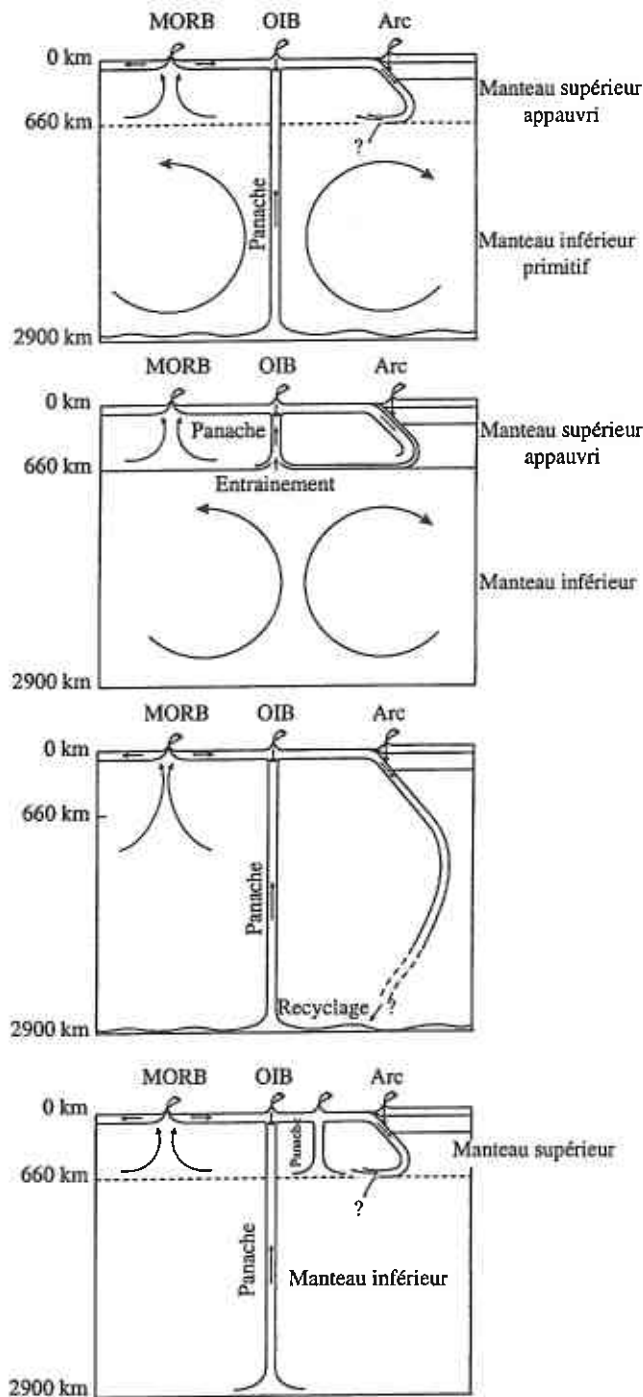
(a) des informations directes par l'étude de nodules de péridotites. Cependant, ces nodules remontés par les laves sont rares et de petite taille. Par ailleurs, ces nodules proviennent vraisemblablement du manteau lithosphérique. Ils n'apportent donc pas d'information sur la composition du manteau profond.

(b) des informations indirectes par l'étude des météorites (chondrites) et des roches associées aux panaches mantelliques. Ces derniers, prennent naissance en profondeur et échantillonnent ainsi les parties les plus profondes du manteau.

1.1.1. Modèles de manteau terrestre

Dans les années 70, les études géochimiques ont montré qu'il existait une différence fondamentale entre les basaltes de rides médio-océaniques (Mid-Ocean Ridge Basalt, MORB) et les basaltes d'îles océaniques (Oceanic Island Basalt, OIB) (Schilling, 1973). Les MORB sont produits par la fusion partielle d'une source mantellique appauvrie en éléments incompatibles alors que les OIB proviennent d'une source mantellique moins appauvrie, voire enrichie, en éléments incompatibles. De ce constat, a émergé l'idée d'un manteau stratifié comprenant une partie supérieure appauvrie, source des MORB, et une partie inférieure non appauvrie, dite primitive et source des OIB. Ce modèle bicouche (Fig. 1.1.a ; Schilling, 1973; Sun & Hanson, 1975) est aussi appuyé par les données géophysiques montrant une forte discontinuité de vitesse sismique à 660 km de profondeur. Dans ce cas, le manteau terrestre est composé de deux couches distinctes convectant séparément (Fig. 1.1.a). La couche supérieure est échantillonnée, au travers de ses produits de fusion, à l'aplomb des dorsales médio-océaniques. La couche inférieure primitive est échantillonnée à l'aplomb des îles océaniques.

Les points chauds, à l'origine des îles océaniques, apparaissent comme découplés de la tectonique des plaques, restant fixes ; ceci implique une source mantellique profonde (Wilson, 1963). La stabilité dans l'espace du magmatisme intra-plaque a été interprétée par Morgan (1971) comme résultant de la remontée et de la fusion de panaches de matériaux mantelliques profonds.



(a) *Modèle "initial" de circulation à deux couches.* (Schilling, 1973 ; Sun & Hanson, 1975)
Le manteau supérieur a été appauvri par l'extraction de la croûte continentale tandis que le manteau inférieur est primitif.
Les panaches prennent naissance à la base du manteau inférieur primitif.

(b) *Modèle de circulation à deux couches* (Allègre & Turcotte, 1985 ; Galer & O'Nions, 1985)
Les couches inférieure et supérieure sont isolées l'une de l'autre.
Les panaches prennent naissance à la base de la couche supérieure mais peuvent entraîner du matériel de la couche inférieure. La source des panaches est constituée de matériel recyclé.

(c) *Modèle à une couche* (Davies, 1990 ; Hart et al., 1992)
Les panaches prennent naissance à l'interface manteau/noyau. La source des panaches provient du recyclage de la lithosphère océanique et/ou continentale.

(d) *Modèle hybride* (Machetel & Weber, 1991 ; Stein & Hofmann, 1994)
Le système de convection principal est double. Des panaches de petite taille prennent naissance à l'interface manteau supérieur/manteau inférieur et des panaches de plus grande taille peuvent remonter depuis l'interface manteau/noyau (couche D").

Figure 1.1 Modèles de circulation du manteau. Modifiés de Hofmann (1997).

En fait, les laves d'îles océaniques ont des compositions variables (White, 1985; Zindler & Hart, 1986; Hart et al., 1992; Hofmann, 1997). La source de ces roches (le manteau profond) ne correspond donc ni à un réservoir homogène primitif, ni à un mélange entre un manteau supérieur appauvri et un manteau inférieur enrichi. Le manteau est, en effet, largement

hétérogène et ce, à toutes les échelles (Davies, 1990). Le nombre de composants mantelliques requis pour expliquer les gammes de variations isotopiques (en Nd, Sr, Pb et He) des îles océaniques est d'au moins cinq. Ces composants sont connus sous leurs acronymes de DMM (Depleted Morb Mantle), HIMU (high μ , μ étant le rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), EM I et EM II (Enriched Mantle 1 et 2) et FOZO (Focal Zone) (Zindler & Hart, 1986). Chacun de ces composants est échantillonné par un groupe d'îles océaniques (White, 1985) (Fig. 1.2). Ainsi, le modèle de manteau stratifié en une couche appauvrie et une couche primitive, ne semble plus pouvoir être retenu.

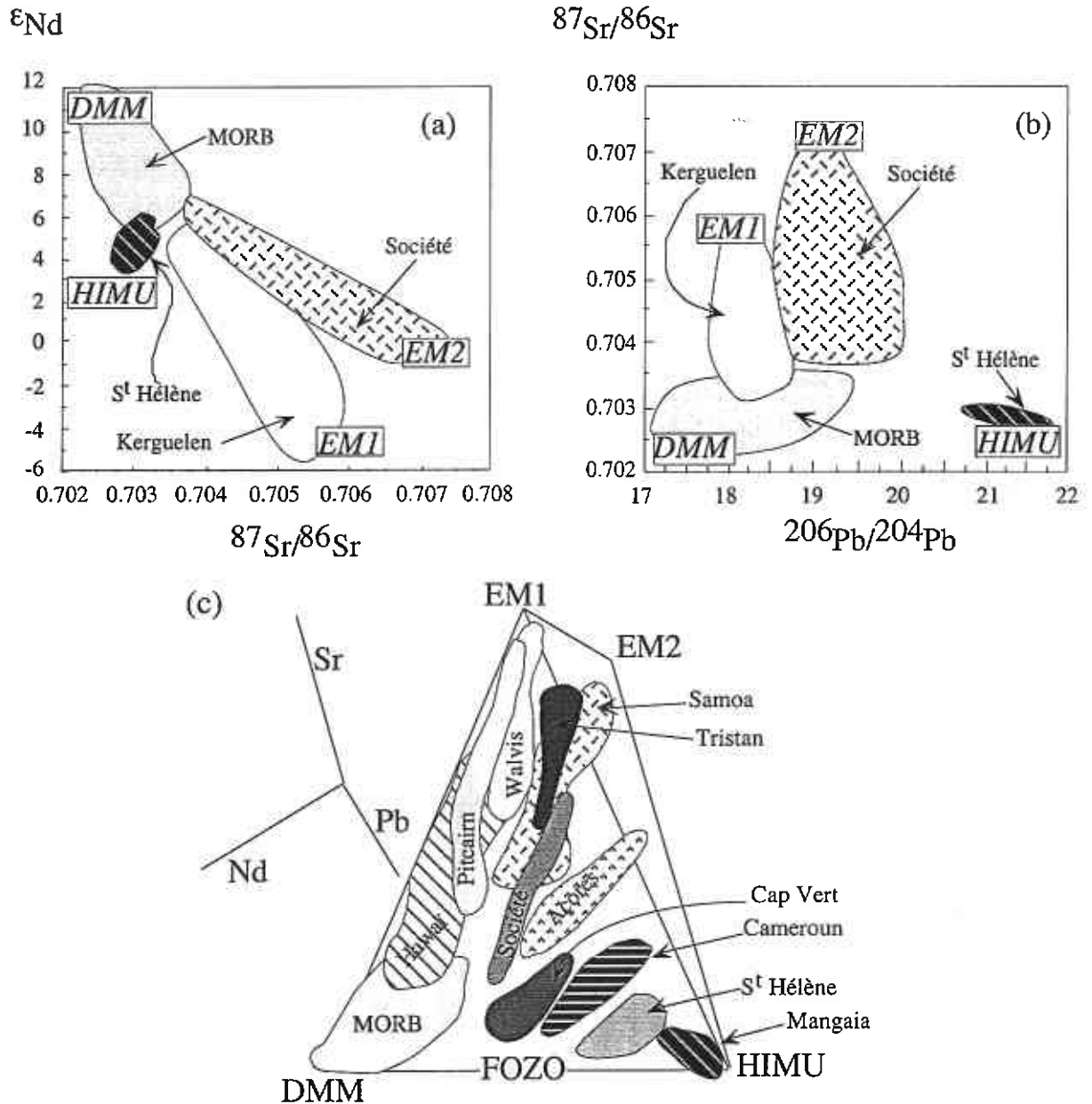


Figure 1.2 (a) ϵ_{Nd} en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des principales îles océaniques correspondant aux classes définies par White, (1985). Sont aussi reportés les composants de Zindler & Hart, (1986). (b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour les mêmes sites et composants. (c) Graphique en trois dimensions $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. La majorité des basaltes océaniques définissent un tétraèdre dont les sommets représentent les compositions DMM, EM1, EM2 et HIMU. Les champs isotopiques des îles océaniques sont allongés et semblent converger vers une même zone: la « Focal Zone » (FOZO). (a) et (b) modifiés de White, (En préparation) et (c) modifié de Hart et al., (1992).

En ce qui concerne la structure du manteau, les informations sont d'abord apportées par les études géophysiques. L'amélioration des techniques d'imagerie profonde a ainsi permis de montrer qu'au moins certaines plaques subductées franchissaient la discontinuité de 660 km (Creager & Jordan, 1986; Kamiya et al., 1988). De même, ces techniques ont mis en évidence une anomalie thermique, due à l'existence d'un panache mantellique, sous l'Islande (Wolfe et al., 1997).

Par ailleurs, les expériences menées à très hautes pression et température nous renseignent sur les transformations minéralogiques et chimiques qui ont lieu en profondeur et permettent de mieux comprendre la nature des discontinuités mantelliques. D'après ces études, la limite à 660 km correspond sûrement à une transition de phase (Chopelas et al., 1994), entraînant une augmentation de densité.

Les études géochimiques apportent également des contraintes à ce problème de structure, bien qu'indirectement. Par exemple, les bilans de masse chimiques entre les différents réservoirs terrestres permettent d'évaluer le volume de manteau appauvri en éléments incompatibles par l'extraction de la croûte continentale. L'une des estimations, basée sur le bilan de l'Ar radiogénique, indique que 50 % du budget d' ^{40}Ar (provenant de la désintégration du ^{40}K depuis 4.5 Ga) serait toujours piégé dans le manteau inférieur (Hofmann, 1997). Ce manteau inférieur n'est donc vraisemblablement plus primitif mais est sensiblement moins dégazé (ou moins appauvri) que le manteau supérieur, ce dernier ayant perdu pratiquement l'ensemble de son ^{40}Ar .

A l'inverse, la gamme d'âge de formation des réservoirs mantelliques alimentant les îles océaniques est d'environ 1 à 3 Ga (déduit principalement des isotopes du Pb) (Chase, 1981). Ceci est incompatible avec les modèles de convection associés à la tectonique des plaques : ceux-ci indiquent, en effet, qu'un cycle complet est effectué en quelques centaines de millions d'années seulement (Davies, 1990).

Au vu de ces informations, de nouveaux modèles proposant une structure du manteau ont alors émergé. Certains conservent l'idée d'un manteau multicouche et de deux systèmes convectifs séparés (Allègre & Turcotte, 1985; Galer & O'Nions, 1985) (Fig. 1.1.b) D'autres proposent un système de convection unique, impliquant l'intégralité du manteau (Hart et al., 1992) (Fig. 1.1.c). Un dernier type de modèle, hybride, propose que le système de convection à deux couches soit épisodiquement perturbé par le passage de matériel descendant (plaque subductée) ou remontant (panache) à travers la limite des 660 km (Machetel & Weber, 1991; Stein & Hofmann, 1994) (Fig. 1.1.d).

Tous ces modèles ont des implications différentes.

Un modèle de manteau stratifié implique que les échanges chimiques soient faibles entre les deux couches, et que les panaches prennent naissance à l'interface manteau supérieur/manteau inférieur. Ceux-ci pourraient néanmoins entraîner une certaine proportion de manteau inférieur,

ce qui expliquerait les différences chimiques et isotopiques observées entre les OIB et les MORB. Un tel type de modèle implique aussi que le recyclage de matériel dans le manteau, par les zones de subduction, n'affecte que le manteau supérieur.

Au contraire, si l'ensemble du manteau convecte et n'est constitué que d'une couche, les panaches prennent naissance à la base du manteau inférieur, probablement dans la couche D'' à l'interface manteau/noyau. Ce modèle implique aussi que les plaques subductées franchissent l'interface des 660 km et puissent être recyclées profondément dans le manteau.

Chacune des études préalablement citées apporte de nouvelles informations. Ainsi, les imageries géophysiques et l'âge apparent des hétérogénéités mantelliques favorisent plutôt un système de convection à une couche. En revanche, certains bilans de masse géochimique (comme celui de l'Ar) sont des arguments forts contre une convection du manteau dans son ensemble. Chaque type d'étude apporte des contraintes indépendantes, mais les modèles de structure de manteau sont toujours aussi nombreux.

En ce qui concerne la composition du manteau profond, la majorité des auteurs suggère qu'il est globalement péridotitique ou pyrolitique (Ringwood, 1975), c'est à dire, qu'il est composé en majorité d'oxydes de silice, de magnésium, de fer et, en moindre proportion d'aluminium, de calcium, de titane. Cependant, sa composition précise par rapport à celle du manteau supérieur, est encore largement débattue. D'un point de vue minéralogique, il est essentiellement constitué par de la perovskite ((Mg,Fe)SiO₃) et de la magnesiowüstite ((Mg,Fe)O). Selon les études expérimentales, l'Al₂O₃ et le CaO sont respectivement incorporés à la structure de la perovskite, et présents sous forme de perovskite calcique (Kesson et al., 1994).

Ainsi, les grands processus impliquant le manteau, tels l'extraction de la croûte continentale, les subductions ou le magmatisme d'origine mantellique, n'auraient que peu affecté sa composition en éléments majeurs. Il n'en est pas de même pour les éléments traces et les isotopes. L'extraction de la croûte continentale, qu'elle soit continue (Hurley, 1968) ou précoce (Armstrong, 1981; Taylor & McLennan, 1985; Taylor & McLennan, 1995) entraîne l'appauvrissement du manteau en éléments incompatibles. Les phénomènes de subduction, eux, réintègrent dans le manteau un matériel plus enrichi en éléments incompatibles (la croûte océanique et les sédiments sus-jacents). L'ensemble de ces processus entraîne la formation d'hétérogénéités dans le manteau. Au moins cinq composants (DMM, EM1 et 2, HIMU, FOZO, cf. Fig. 1.2) participent à sa constitution mais l'origine et l'évolution de ces derniers restent débattues.

1.1.2. Modèles de panache

Pour mieux comprendre et connaître la composition, l'origine et l'évolution des différents réservoirs mantelliques, l'objet d'étude privilégié reste le volcanisme intra-plaque dû à la remontée d'un panache. En effet, plus hétérogène que le magmatisme de ride médio-océanique,

le magmatisme intra-plaque permet sans doute un échantillonnage plus complet des différents composants du manteau, et notamment du manteau profond.

Les modèles de panache mantellique se sont largement précisés au cours du temps. De nombreuses modélisations géophysiques (numériques et analogiques) permettent maintenant d'avoir une meilleure vision de ce phénomène de panache. Selon ces modèles, les panaches remontent depuis une couche limite thermique (Davies & Richards, 1992), que ce soit la zone de transition (660 km) ou la limite manteau-noyau (2900 km, couche D''), en prenant une forme de champignon, développant une large tête et un conduit d'alimentation (Campbell & Griffiths, 1990). Ce panache est, par ailleurs, susceptible d'entraîner au cours de sa remontée une certaine proportion de manteau environnant (Hart et al., 1992; Hauri et al., 1994). La remontée de la tête du panache implique sa fusion partielle, ce qui entraîne un volcanisme important connu sous le nom de Grande Province Magmatique (ou GPM), de « Large Igneous Province » (LIP) ou de Province Ignée Géante (PIG). L'activité magmatique se poursuit ensuite par la fusion de la queue du panache, donnant naissance aux îles océaniques comme Hawaï (Griffiths & Campbell, 1990) (Fig 1.3). Pour étudier le manteau profond par l'intermédiaire des panaches mantelliques, deux objets sont donc à notre disposition : les grandes provinces magmatiques et les îles océaniques.

La source des panaches est hétérogène isotopiquement, qu'elle soit échantillonnée par les grandes provinces magmatiques ou les îles océaniques. De nombreux composants mantelliques participent à sa formation (Fig 1.2). Les caractéristiques en éléments traces de ces différents composants peuvent aussi être distinguées (Weaver, 1991a, b). Il faut cependant noter qu'à l'inverse des rapports isotopiques, qui sont une information directe sur la composition de la source mantellique d'un magma, les teneurs en éléments traces d'un liquide sont modifiées par les processus de fusion et de différenciation. Néanmoins, il apparaît que la différence de teneur en éléments incompatibles entre MORB et OIB ne peut être expliquée uniquement par des processus pétrogénétiques différents : les OIB n'ont pu acquérir leurs compositions qu'à partir d'une source plus enrichie (Hofmann, 1997).

Hofmann & White (1982) et Cordery et al. (1997) ont proposé que les basaltes des îles océaniques obtiennent leurs signatures isotopiques si particulières via le recyclage profond de croûte océanique. En effet, l'adjonction de croûte océanique, moins appauvrie en éléments incompatibles que le manteau supérieur, pourrait expliquer le caractère plus enrichi des magmas liés au fonctionnement d'un panache. Les sédiments subductés en même temps que la croûte océanique, ou les transformations chimiques liées à l'altération de cette dernière, contribueraient aussi à créer les variations chimiques et isotopiques relevées. A l'opposé, Anderson (1995) propose que la source des panaches se situe dans le manteau supérieur, et soit constituée par une couche de péridotite enrichie, dite péricône. L'existence d'une telle couche est appuyée par la présence de magmas de type OIB dans les rifts continentaux.

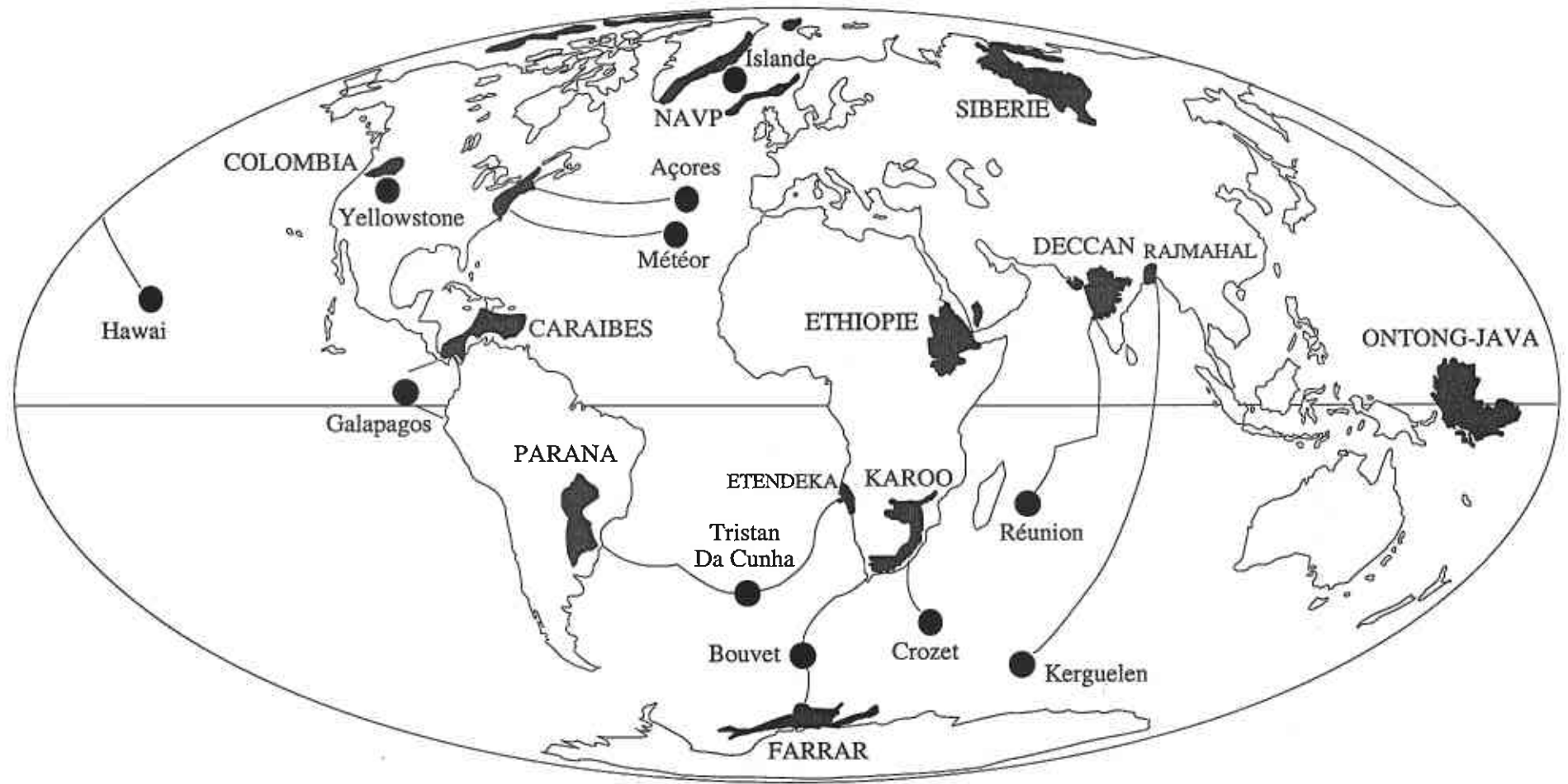


Figure 1.3 Carte générale des Grandes Provinces Magmatiques et des points chauds auxquels elles peuvent être reliées. Modifié d'après Coffin & Eldholm (1994). NAVP : North Atlantic Volcanic Province.

En résumé, la source des panaches apparaît hétérogène d'un point de vue chimique et isotopique. Elle renferme plusieurs composants dont la composition, l'origine, l'évolution ou les proportions sont encore débattues.

1.2. Les Grandes Provinces Magmatiques

1.2.1. Mécanisme de formation

La formation des grandes provinces magmatiques est généralement attribuée à la fusion et à la mise en place d'une tête de panache mantellique (Richards et al., 1989a; Richards et al., 1989b). Ces provinces correspondent à de gigantesques champs de lave de plusieurs millions de kilomètres carrés (Fig. 1.3). Elles ont été formées par des éruptions volcaniques d'une intensité exceptionnelle et représentent d'énormes volumes de magma (30 millions de km³ en moyenne, (Coffin & Eldholm, 1993; Coffin & Eldholm, 1994)). Seule la haute température d'un panache est à même de produire de telles quantités de magma basique à ultrabasique (McKenzie & Bickle, 1988).

Ce volcanisme génère épisodiquement des volumes de magma équivalents ou supérieurs à ceux mis en place aux frontières de plaques. Il participe aussi bien à la formation de la croûte continentale (White et al., 1999) qu'à la création des bassins océaniques, et joue, de ce fait, un rôle prépondérant dans la dynamique du manteau terrestre. Par ailleurs, leur mise en place peut être reliée aux grandes crises d'extinctions qui ont jalonné l'histoire de la Terre (Courtilot et al., 1988; Coffin & Eldholm, 1994). De par leur position intra-plaque, les roches associées à ces provinces, qu'elles soient basiques ou ultrabasiques, fournissent donc des informations uniques sur la composition et la dynamique du manteau profond, informations qui ne sont pas apportées par l'étude du volcanisme à l'axe des dorsales médio-océaniques.

Dans le but d'étudier les panaches mantelliques et leur source, le volume de matériel mantellique impliqué dans la formation des grandes provinces magmatiques est un atout majeur. En effet, le magmatisme dans les îles océaniques est épisodique, ne produisant que de faibles volumes. Il a aussi été montré que les liquides à l'origine des OIB sont produits par des taux de fusion partielle relativement faibles (2-10 %, O'Hara (1985)). Il est donc envisageable que nous n'échantillonnions, dans ces cas là, que certaines parties du panache, probablement le ou les composants les moins réfractaires. Au contraire, dans les grandes provinces magmatiques, les volumes sont énormes nous offrant ainsi un échantillonnage du panache plus complet, incluant les composants les plus réfractaires et appauvris. Coffin & Eldholm, (1994) ont tenté d'estimer les volumes de manteau impliqués dans la formation des grandes provinces magmatiques. Cette étude indique que dans le cas du plateau de Ontong Java, si l'on suppose 5 % de fusion d'une péridotite mantellique moyenne, la taille de la source doit être équivalente à une sphère dont le diamètre est largement supérieur à 660 km. Si l'on postule un taux de fusion de 30 %, la région

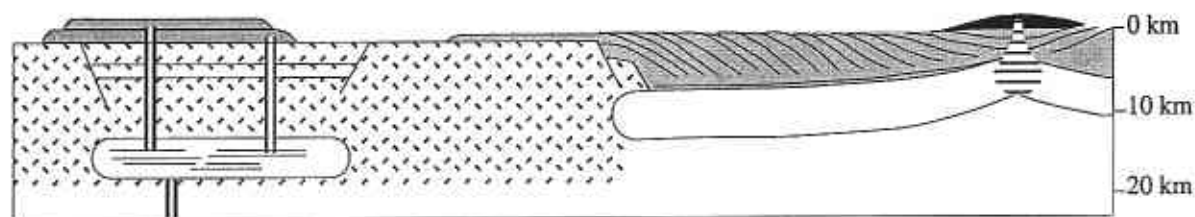
source est de taille plus modeste, mais elle s'étend aussi jusque dans le manteau inférieur. Cependant, la source utilisée dans ces estimations est une péridotite moyenne (type pyrolite). Suivant l'hypothèse de Hofmann & White (1982), plus en accord avec les études isotopiques préalablement citées, on peut supposer que la source n'est pas formée uniquement par une péridotite mantellique normale mais contient une large proportion d'un composant basaltique (environ 30 %). Dans ce cas, la taille de la source nécessaire à la formation des plateaux, même les plus grands, est encore plus modeste, et implique le recyclage, dans le manteau profond et à grande échelle, de matériel basaltique, probablement une ancienne croûte océanique (Hofmann & White, 1982).

Les Grandes Provinces Magmatiques peuvent être divisées en trois types principaux, selon leur environnement de formation : (1) de grandes coulées volcaniques en domaine continental (trapps du Deccan, trapps de Sibérie,...), (2) des marges volcaniques passives (Grönland, Vøring, Banc Hatton en Atlantique Nord,...), (3) des plateaux océaniques (Ontong Java, Kerguelen,...) (Fig 1.4) (Saunders et al., 1996).

Le plateau Caraïbe est l'un de ces plateaux océaniques.

(1) Trapps continentaux

(2) Marges volcaniques passives



(3) Plateaux océaniques

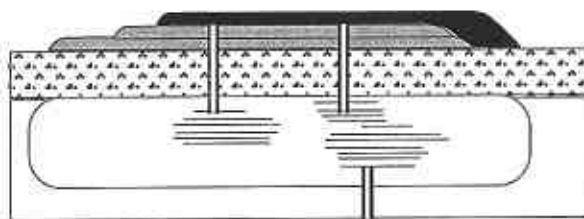


Figure 1.4 Trois types de Grandes Provinces Magmatiques peuvent être identifiées selon leur environnement de formation. (1) En domaine continental, les coulées volcaniques associées au panache se mettent en place au travers de la lithosphère continentale. Elles sont probablement associées à un sous-plaquage synchrone et une extension lithosphérique. (2) Sur une marge volcanique passive (type Grönland), les coulées basaltiques forment des séquences en on-lap sur la marge continentale. (3) En contexte océanique intraplaque, les coulées associées au panache se mettent en place sur la croûte océanique préexistante. Figure modifiée de Saunders et al. (1996).

1.2.2. Les plateaux océaniques

Plusieurs grands plateaux océaniques seraient des cibles privilégiées pour l'étude des panaches mantelliques. Parmi ceux-ci, on peut noter le plateau de Ontong-Java car il est le plus grand plateau océanique connu. Il est à noter que le plateau des Kerguelen est peu cité ici, car il est connu depuis peu comme étant en partie continental (Frey et al., 2000). L'un des problèmes majeurs cependant, dès lors que l'on s'attache à comprendre la formation des plateaux océaniques, est que l'ampleur exacte de ces épisodes reste encore très incertaine. Les dimensions et la structure des plateaux peuvent être estimées indirectement d'après les données sismiques et gravimétriques, mais la composition est beaucoup plus difficile à déterminer. Dans le cas d'Ontong-Java par exemple, l'essentiel de l'échantillonnage provient de dragages et de forages, qui ne représentent que les quelques centaines de premiers mètres du plateau, alors que l'épaisseur totale est estimée à 40 km. Pour reprendre les termes de Coffin & Eldholm (1993), nous n'avons que « gratté la surface » et cet échantillonnage est probablement peu représentatif de la composition moyenne du plateau.

A l'inverse, les trapps continentaux ont été largement étudiés (cf. par exemple Cox (1988); Mahoney (1988); Hooper (1990); Arndt et al. (1993)). Ils sont plus accessibles que les plateaux océaniques et permettent une étude détaillée du magmatisme intra-plaque associé à un panache.

Néanmoins, les plateaux océaniques présentent, par rapport aux trapps continentaux, deux atouts majeurs. Le principal est leur caractère océanique. En effet, les plateaux océaniques se mettent en place au travers de la lithosphère océanique. La composition de cette dernière est, d'un point de vue très global, assez simple. En revanche, les trapps se mettent en place au travers de la lithosphère continentale. La composition de cette dernière est beaucoup plus complexe. Dans le premier cas, les magmas sont donc moins susceptibles de voir leurs compositions chimiques et isotopiques modifiées.

La nature des roches impliquées dans la mise en place d'un plateau océanique constitue également un atout certain. En domaine continental, les magmas qui se mettent en place sont non seulement contaminés par du matériel continental mais sont aussi généralement différenciés par cristallisation fractionnée (Cox, 1980; Bellieni et al., 1984). Nous pouvons par exemple noter dans le cas des trapps d'Ethiopie, de nombreux affleurements de trachytes ou de rhyolites (Ayalew, 1999). Dans le cas des plateaux océaniques, les magmas mis en jeu sont beaucoup moins évolués. Les plateaux sont principalement formés par des coulées basaltiques, voire des magmas ultrabasiques (picritiques à komatiitiques), dont la composition chimique est plus proche de celle de leur source mantellique. Ces types de liquides sont, par ailleurs, sans doute liés aux premiers stades d'activité du panache et leur composition est donc vraisemblablement la plus représentative de la composition originale de la source.

Un dernier avantage est spécifique au plateau Caraïbe. Contrairement à Ontong-Java, de nombreuses parties du plateau Caraïbe ont été accrétées ou obductées sur le continent, sur les îles autour de la mer des Caraïbes et sur la côte ouest Colombienne (Fig. 1.5). C'est cette

opportunité unique d'étudier, à terre, des fragments importants d'un plateau océanique, jusqu'à ses parties basales, qui a motivé le choix de notre objet d'étude.

1.3. Le Plateau Caraïbe

Nous avons choisi le plateau Caraïbe pour mener cette étude (Fig. 1.5). Ce plateau est souvent cité dans la littérature sous divers acronymes tels CCCIP (Cretaceous Caribbean and Colombian Igneous Province), CCCOP (Cretaceous Caribbean and Colombian Oceanic Plateau) ou sous le qualificatif de plateau océanique des Caraïbes et de Colombie. Nous l'appellerons plus simplement « Plateau Caraïbe », ce terme regroupant aussi bien les parties du plateau situées dans les Caraïbes que ses extensions colombiennes.

1.3.1. Contexte géodynamique

Le contexte géodynamique et tectonique de la région est à l'origine des obductions/accrétions partielles. Deux grands types de modèles de formation de la plaque Caraïbe peuvent être retenus : (a) un modèle Pacifique (Burke et al., 1978; Duncan & Hargraves, 1984; Pindell et al., 1988; Pindell & Barrett, 1990) ou (b) un modèle *in situ* (Donelly, 1985; Meschede, 1998; Meschede & Frisch, 1998).

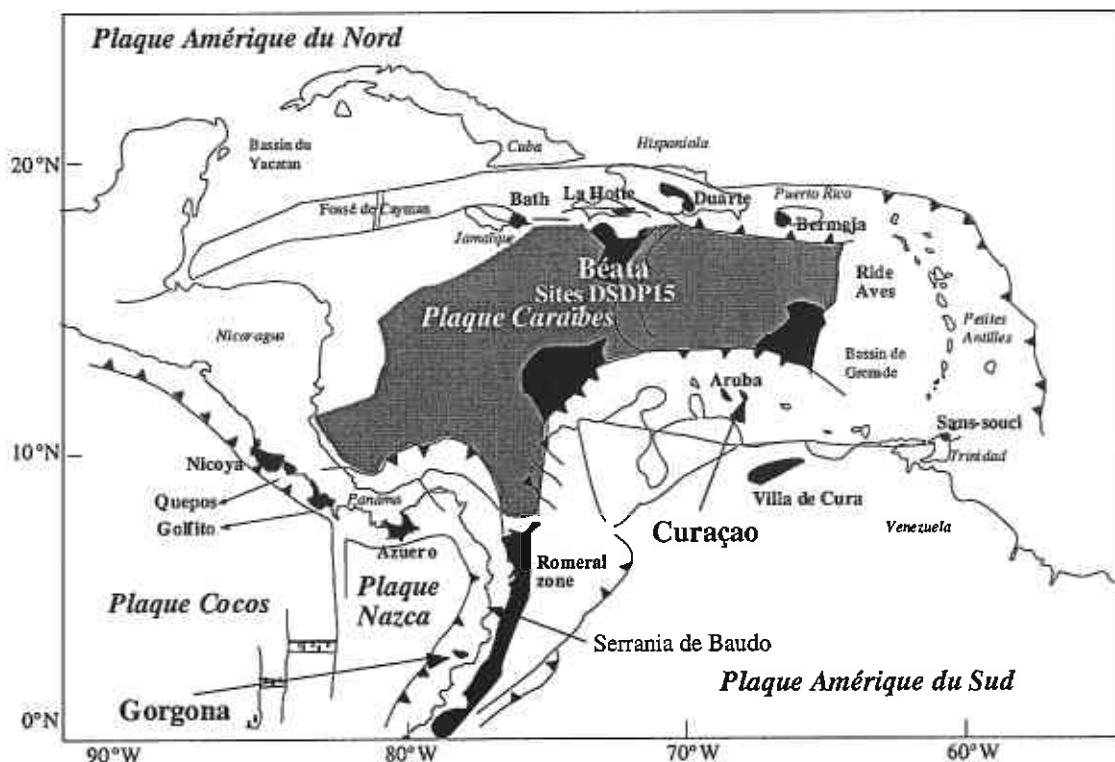


Figure 1.5 Carte géologique simplifiée de la Province Caraïbe. Les terrains accrétés figurent en noir. En gris foncé est représentée l'extension possible du plateau Caraïbe.

Dans le premier modèle, la plaque Caraïbe serait allochtone et constituerait une relique de la plaque Farallon (Duncan & Hargraves, 1984). Le plateau Caraïbe se serait formé dans le Pacifique par la fusion de la tête du panache, le point chaud des Galápagos correspondant à la fusion de la queue du panache (cf. Fig. 1.3) (Duncan & Hargraves, 1984). Le mouvement vers l'Est de la plaque Farallon aurait ensuite entraîné la partie nord du plateau entre les deux plaques Amérique, pendant que la partie sud du plateau serait entrée en collision avec la côte ouest de l'Amérique du Sud.

Dans le second modèle, la plaque Caraïbe serait autochtone et se serait formée *in situ* entre les deux plaques Amérique. Dans ce cas, le panache à l'origine du plateau n'est pas identifié.

Quel que soit le modèle invoqué, le plateau océanique est trop chaud et épais pour être subducté (Cloos, 1993). Cette résistance à la subduction entraîne son accréation/obduction partielle sur le pourtour de la plaque Caraïbe, en Amérique centrale ainsi que sur la côte ouest de l'Amérique du sud. Dans les Caraïbes, le plateau a été principalement accréé sur des îles. Des témoins du plateau ont été identifiés à Curaçao (Klaver, 1987), Aruba (White et al., 1999), Haïti (Sen et al., 1988), Hispaniola (Lapierre et al., 1997). En Amérique centrale, plusieurs sites ont été identifiés dans la péninsule de Nicoya (Hauff et al., 1997; Sinton et al., 1997). En Colombie, les principaux témoins sont représentés par l'île de Gorgona (Gansser, 1950; Gansser et al., 1979; Echeverria, 1980) dans le Pacifique, ainsi que par la zone allant de la faille de Romeral (Spadea et al., 1989) à la côte dans la Serrania de Baudo (Nivia, 1996; Kerr et al., 1997). De même, des portions accréées sont identifiées en Equateur (Lapierre et al., 1999a). Par ailleurs, une mission de forage profond a été menée dans les Caraïbes centrales, le leg DSDP 15 (Donnelly et al., 1973). Plusieurs missions océanographiques de dragages et de prélèvements par submersible, dont la campagne NAUTICA à laquelle nous nous sommes intéressés (cf. également Chapitre 4, Fig. 4.1 p. 81) ont également été entreprises sur ces sites.

1.3.2. Sites d'étude

Trois sites ont été sélectionnés pour ce travail (Fig. 1.5), deux se situent dans les Caraïbes : l'île de Curaçao et la ride de Béata. L'autre est l'île de Gorgona au large de la côte Colombienne.

* L'île de Curaçao est composée en majorité par une séquence volcanique, estimée à 5 km d'épaisseur (Klaver, 1987), ce qui permet l'étude d'une section importante du plateau. La séquence est composée de picrites à sa base et de basaltes plus évolués vers son sommet (Klaver, 1987; Kerr et al., 1996b).

* La ride de Béata dans les Caraïbes centrales (Donnelly et al., 1973). Cette ride topographique qui s'étend sur environ 450 km depuis le sud de Haïti a été choisie pour une campagne d'échantillonnage avec le submersible NAUTILE (Mauffret, 1997; Mauffret et al., 1999). Cette ride, composée essentiellement de roches intrusives (gabbros et dolérites), est une portion surélevée du plateau. Cette surrection permet d'accéder aux parties plus profondes du plateau le long des escarpements qui la bordent.

* L'île de Gorgona en Colombie (Gansser, 1950; Gansser et al., 1979; Echeverria, 1980), célèbre pour les seules komatiites phanérozoïques connues, présente une grande variété de faciès (Echeverria, 1980). Les roches volcaniques sont représentées par des komatiites, des picrites et des basaltes. Mais Gorgona se caractérise aussi par la présence de roches plutoniques allant des dunites aux gabbros.

1.4. Démarche

Les objectifs principaux de ce travail sont, d'une part, de mieux comprendre la structure des plateaux océaniques, et de connaître leur composition, leur mode de formation et de mise en place. D'autre part, ce travail s'attache à mieux cerner la composition de la source des panaches. Ceci passe par la définition des liquides primaires, ce qui n'est possible que par l'étude des processus de fusion partielle et de différenciation ayant gouverné l'évolution des liquides.

Deux types d'objets ont principalement été utilisés :

(a) les roches volcaniques ultra-magnésiennes, car elles montrent des compositions proches de celles des liquides primaires et de leur source (Fig. 1.6). Donc, il n'y aura que peu, ou pas, de corrections à apporter du fait de l'accumulation ou du fractionnement d'olivine. De plus, les études menées sur le terrain semblent montrer que ces sections seraient représentatives des parties basales. Ces roches permettent donc d'accéder aux compositions des liquides produits lors des tous premiers stades d'activité du panache source.

(b) les roches intrusives, car elles sont les témoins du système d'alimentation et des processus profonds ayant lieu au sein du plateau. En utilisant la composition des minéraux primaires et celle de la roche totale, la composition des liquides qui ont alimenté les parties basales du plateau peut être calculée. Il est possible, par ce biais, de pénétrer plus avant dans la séquence des événements magmatiques liés à la formation d'une grande province magmatique. Par ailleurs, l'étude des relations entre roches volcaniques et roches intrusives permet de mieux comprendre la structure et les modes de mise en place de ces provinces.

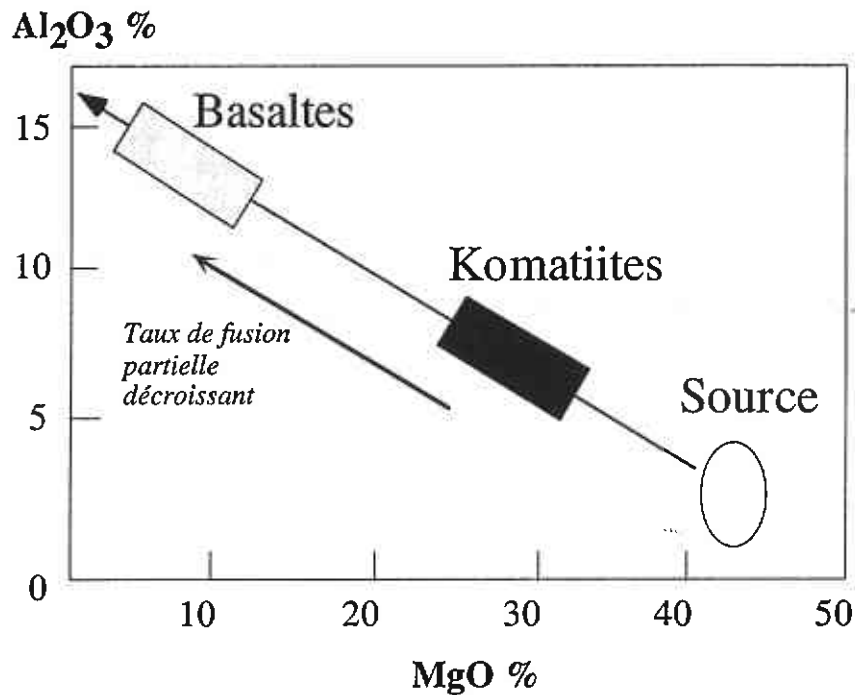


Figure 1.6 Diagramme théorique des teneurs en MgO et Al_2O_3 de liquides produits par la fusion partielle d'une source mantellique. Si le taux de fusion partielle diminue, les liquides passent d'une composition komatiitique (MgO élevé et Al_2O_3 faible) à une composition basaltique (MgO faible et Al_2O_3 élevé). Les liquides de composition komatiitique sont plus proches de la composition de la source que les liquides de composition basaltique.

En résumé, pour chaque type de roche, volcanique ou intrusive, notre démarche consiste à :

(a) préciser le mode de mise en place des magmas ainsi que leurs séquences d'évolution à partir de l'étude pétrographique détaillée des textures et de la minéralogie. Par ailleurs, un tel examen se révèle indispensable pour évaluer l'état d'altération des divers échantillons.

(b) calculer la composition des liquides parents des échantillons. Ce calcul s'effectue en deux étapes et consiste en premier lieu, à estimer la teneur en MgO des liquides. Ensuite, les teneurs des autres éléments dans les liquides parents sont recalculées en fonction de cette teneur en MgO .

(c) examiner, une fois la composition des liquides calculée, les conditions de formation de ces liquides. Pour ce faire, nous avons étudié différents processus de fusion partielle ainsi que les relations qui peuvent exister entre roches volcaniques et plutoniques.

(d) caractériser, par l'étude couplée des éléments traces et des isotopes, la composition des différents composants de la source du panache responsable de la formation du plateau.

(e) étudier les relations roches volcaniques-roches plutoniques. Ceci permet de mieux caractériser la structure et le système d'alimentation du plateau.

1.5. Organisation du manuscrit

Ce manuscrit est divisé en 9 chapitres principaux, le premier étant ce chapitre d'introduction et de présentation du sujet.

Le chapitre 2 regroupe l'ensemble des outils qui ont été utilisés au cours de ce travail. Les principes de calculs de compositions des liquides parents et des modélisations de fusion partielle y sont présentés et discutés de façon plus détaillée que dans les publications. Ce chapitre pose donc les bases des raisonnements qui ont été les nôtres tout au long de ce travail.

Le travail exposé dans le chapitre 3 et publié dans *Lithos*, précise les conditions de pétrogenèse des picrites dans divers sites. Cette étude, commencée au cours de mon DEA et terminée pendant ma première année de thèse, porte sur des picrites de Curaçao, mais aussi d'Islande et du Gröenland. Ces sites variés permettent de définir l'influence de l'épaisseur de la lithosphère océanique sur les conditions pétrogénétiques.

Le chapitre 4 est un article soumis à *Journal of Geology*. Il concerne les échantillons prélevés sur la ride de Béata. En plus d'une étude pétrogénétique, nous y discutons les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar étalés, signes d'une longue période d'activité magmatique. Ces données remettent en cause les modèles de formation des plateaux océaniques et les implications géodynamiques y sont discutées.

Le chapitre 5 est constitué d'abord par un article soumis à *Journal of Petrology*. Il concerne l'île de Gorgona. Ce travail est centré sur deux points : en premier lieu, nous nous sommes intéressés à la formation des roches plutoniques de Gorgona et à leurs relations avec les roches volcaniques ; en second lieu, nous avons étudié les processus et les conditions de fusion partielle nécessaires à la formation des liquides primaires ultra-magnésiens de Gorgona, ainsi que la composition chimique et isotopique de leur source mantellique.

La seconde partie de ce chapitre est un article en préparation pour *Earth and Planetary Science Letters*. Cet article regroupe les résultats obtenus sur les minéraux séparés des échantillons de Gorgona. Les compositions isotopiques de Sr et d'O présentées dans cet article permettent d'apporter de nouvelles contraintes sur la composition en Sr des sources mantelliques des magmas de Gorgona et du plateau Caraïbe dans son ensemble.

Dans les chapitres 6, 7, et 8, les principaux résultats obtenus sur les trois sites sont repris, reliés et discutés. Le chapitre 6 est une synthèse des résultats concernant les compositions des liquides parents et les compositions isotopiques de nos trois sites d'étude. Le chapitre 7 est une discussion sur la composition des sources des magmas et sur celle de la source du panache ayant alimenté le plateau Caraïbe. Le chapitre 8 concerne l'influence des processus de fusion partielle sur la composition des magmas échantillonnés sur le plateau. La fin de ce chapitre est consacrée à la présentation d'un modèle de zonation d'une tête de panache.

Le chapitre 9 présente les conclusions générales et les perspectives de ce travail.

2. Outils

Au cours de ce travail, nous avons utilisé les outils de la pétrologie et de la géochimie élémentaire et isotopique. Ceux-ci ont été appliqués aux échantillons de nos trois sites d'études. Nous nous sommes attachés, en particulier, à :

- (a) calculer les compositions des liquides parents de nos divers échantillons;
- (b) évaluer les conditions et les processus de fusion partielle de formation de ces liquides.

L'étude de la composition chimique de la source d'une roche passe par de nombreuses étapes. La composition chimique d'une roche n'est pas forcément représentative de la composition chimique du liquide de départ, et encore moins de la composition de sa source mantellique. Entre le manteau et la roche, deux étapes majeures se succèdent (hors processus d'altération) :

- (a) les processus de fusion partielle, c'est à dire le passage du manteau au magma, de l'état solide à l'état liquide ;
- (b) les processus de différenciation, c'est à dire l'évolution du liquide magmatique par cristallisation fractionnée ainsi que par accumulation de cristaux jusqu'à sa solidification.

Ces deux processus majeurs sont étudiés via les compositions en éléments majeurs et traces des échantillons. Par ailleurs, la mesure des compositions isotopiques nous donne une information directe sur la composition de la source et nous permet donc de discuter les caractéristiques de cette source.

Pour chacun de ces points, diverses méthodes de calculs ont été adoptées, divers outils et systèmes ont été utilisés. Ce chapitre n'a évidemment pas la prétention de reposer les bases de la géochimie ou de faire une présentation exhaustive des méthodes couramment utilisées. Je ne présenterai pas, en particulier, les outils de la géochimie isotopique utilisés, car il s'agit de méthodes maintenant classiques. Cependant, j'ai souhaité à travers ce chapitre présenter les démarches de calculs qui ont été les nôtres au long de ce travail, afin que le lecteur puisse s'y référer à loisirs.

2.1. Calcul des compositions de liquides parents

Dans cette première section, nous calculons, à partir des compositions de roche totale, la composition des liquides parents. Ces calculs permettent de s'affranchir des effets de

fractionnement ou d'accumulation de minéraux postérieurs à la formation du liquide. En premier lieu, nous calculons la teneur en MgO des liquides. Celle-ci est ensuite utilisée pour calculer les teneurs des autres éléments dans les liquides, en particulier, celles des terres rares (qui sont des éléments particulièrement utilisés dans les études pétrogénétiques).

2.1.1. Teneur en MgO des liquides parents

Dans les gammes de compositions de roches auxquelles nous nous sommes intéressés (basiques à ultrabasiques), la première phase à cristalliser au cours de la différenciation est normalement l'olivine ((Mg,Fe)₂SiO₄). La composition de l'olivine est donc une information directe sur les premiers stades de différenciation du liquide. Le calcul des teneurs en MgO des liquides est donc basé sur la répartition du Mg et du Fe entre l'olivine et le liquide. Connaissant la composition des olivines d'une roche (mesurée par microsonde électronique, et notée Fo pour Forstérite (Mg₂SiO₄)), le coefficient de partage global du Fe et du Mg entre le minéral et le solide (données de la littérature, et noté $K_{Dol-liq}^{Fe-Mg}$ ou plus simplement K_D), et la teneur en FeO du liquide (déterminé d'après les roches totales), il est possible de déterminer le rapport MgO/FeO du liquide dans lequel les olivines ont cristallisé.

2.1.1.1. Courbes d'équilibre olivine-liquide

Pour déterminer la composition des liquides, nous avons calculé des courbes d'équilibre olivine-liquide qui permettent de lier directement la teneur en MgO d'un liquide à la teneur en Fo d'une olivine ayant cristallisé à l'équilibre dans ce liquide. Ces courbes peuvent être calculées selon deux méthodes : (a) à partir de la composition d'une olivine ou (b) à partir de la composition d'un liquide. Dans les deux cas, le coefficient de partage utilisé est connu et est le même. Il est défini par :

$$K_{Dol-liq}^{Fe-Mg} = \frac{\left(\frac{Mg}{Fe} \right)_{liq}}{\left(\frac{Mg}{Fe} \right)_{ol}}$$

(a) Si la composition d'olivine est connue : le rapport Mg/Fe du liquide peut être déterminé. D'après ce rapport, la teneur en MgO du liquide peut être calculée en estimant indépendamment la teneur en FeO du liquide.

(b) Si la composition du liquide est connue : le rapport Mg/Fe de l'olivine peut être calculé. Pour respecter les proportions stoechiométriques de l'olivine, Fe et Mg doivent représenter 66 % du nombre de moles du minéral. La teneur en Fo de l'olivine peut être alors calculée.

Dans la pratique, nous avons utilisé la seconde méthode pour établir les courbes d'équilibre. La teneur en FeO dans le liquide est estimée au départ à partir des compositions des roches totales. La constance, souvent observée, des teneurs en FeO des roches totales permet une bonne estimation de la teneur en FeO du liquide (cf. par exemple Chapitre 3, Fig. 3.6.a., p. 65 ou Chapitre 5, Fig. 5.4, p. 128). Il faut toutefois noter que les analyses sont données en FeO total. Nous avons systématiquement évalué que le Fe^{3+} représentait 10 % du FeO total. Ensuite, la composition de l'olivine cristallisant à l'équilibre est calculée pour des teneurs variables en MgO dans le liquide. Pour évaluer l'influence des variations de teneur en FeO du liquide, nous avons calculé les courbes d'équilibre pour trois teneurs en FeO différentes. Ces courbes sont présentées sur la figure 2.1. Pour les échantillons, la teneur en FeO est déterminée d'après les teneurs en FeO des roches totales, ce qui nous permettra de choisir la courbe à utiliser.

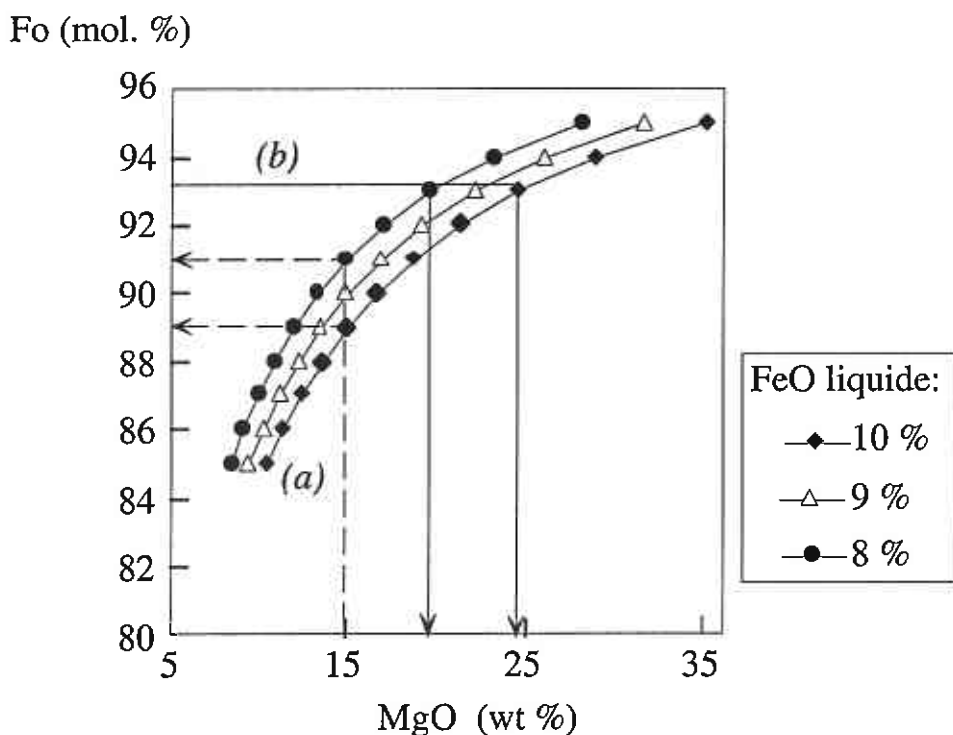


Figure 2.1 Teneur en Fo des olivines en fonction de la teneur en MgO des liquides. Sont représentées trois courbes d'équilibre calculées pour 10 %, 9 % et 8 % de FeO. Ces courbes représentent la composition théorique d'une olivine cristallisant à l'équilibre à partir d'un liquide de composition donnée.

Les trois courbes de la figure 2.1 indiquent que :

* pour une teneur en MgO donnée (droite (a), Fig. 2.1), plus la teneur en FeO du liquide est élevée, plus la teneur en Fo de l'olivine à l'équilibre est faible.

* pour une composition d'olivine donnée (droite (b), Fig. 2.1), plus la teneur en FeO du liquide dans lequel elle a cristallisé est élevée, plus la teneur en MgO du liquide l'est aussi.

Il faut noter par ailleurs que plus la teneur en Fo de l'olivine est élevée, plus les teneurs en MgO du liquide calculé pour des teneurs en FeO différentes sont éloignées. Ainsi, dans le cas de roches ultra-magnésiennes, l'estimation de la teneur en FeO du liquide est particulièrement importante. Il faut aussi noter que les variations de rapports Fe^{3+}/Fe^{2+} de la roche totale vont influencer l'estimation de la teneur en FeO du liquide.

Un autre paramètre dont dépend le calcul des courbes d'équilibre est le coefficient de partage. En effet, les valeurs de K_D varient selon les auteurs. Sur la figure 2.2 sont représentées diverses courbes d'équilibres calculées pour des valeurs de K_D de 0.3 (Roeder & Emslie, 1970) et de 0.33 (Bickle, 1982).

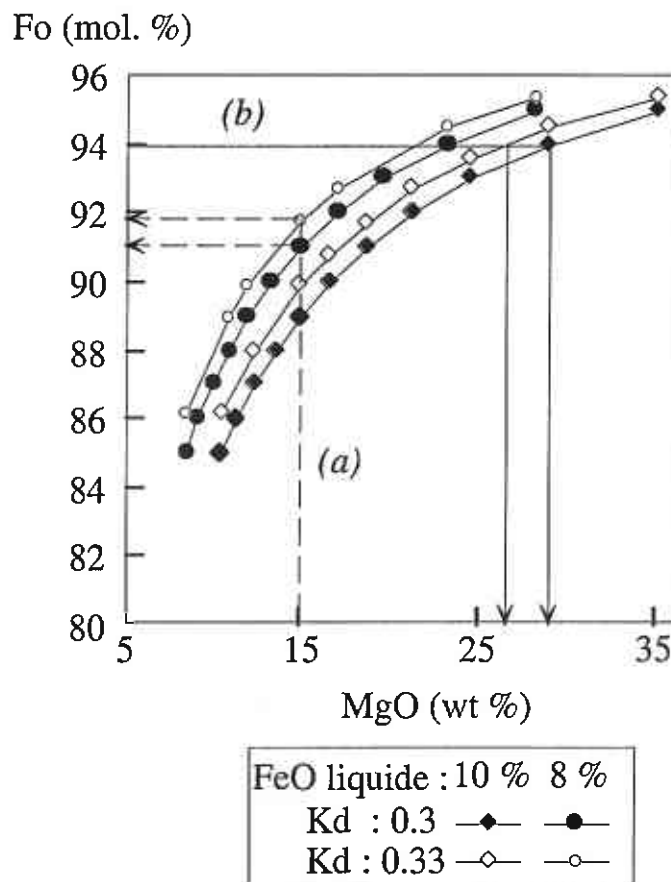


Figure 2.2 Influence des variations de coefficient de partage sur les courbes d'équilibre olivine-liquide. Les courbes représentées sont calculées pour deux teneurs en FeO du liquide et deux valeurs de coefficient de partage. L'une, de 0.3, déterminée par Roeder & Emslie (1970) dans un système basaltique et l'autre, de 0.33, déterminée par Bickle (1982) dans un système komatiitique.

D'après la figure 2.2 :

* pour une teneur en MgO donnée (droite (a), Fig. 2.2), plus le coefficient de partage est élevé, plus la teneur en Fo de l'olivine calculée est élevée.

* pour une teneur en Fo donnée (droite (b), Fig. 2.2), quand le coefficient de partage augmente, la teneur en MgO du liquide diminue.

Comme précédemment, la différence de teneur en MgO du liquide entre les différentes courbes est d'autant plus grande que les olivines sont riches en Fo. Dans la pratique, nous avons utilisé en règle générale une valeur de 0.33 pour le coefficient de partage.

En résumé, ces courbes d'équilibre permettent de lier, pour une teneur en FeO et un K_D donnés, la teneur en Fo d'une olivine à l'équilibre et la teneur en MgO du liquide dans lequel elle cristallise.

2.1.1.2. Relations liquide parent-roche totale

Une fois que les relations entre l'olivine et le liquide sont établies, les relations entre la roche totale (liquide + minéraux) et le liquide doivent être examinées. Deux cas de figure peuvent se présenter, suivant qu'il y a accumulation d'olivine, ou non :

(a) la roche n'est pas cumulative, c'est dire que *la composition de la roche totale est représentative d'une composition de liquide* (Fig. 2.3 a).

(b) la roche est cumulative, c'est à dire que *la composition de la roche totale n'est pas représentative d'une composition de liquide* (Fig. 2.3 b).

Les premières informations concernant le caractère cumulatif, ou non, des roches totales proviennent de l'étude pétrographique des échantillons. Certains critères, tels la texture des roches ou leurs compositions modales, permettent de reconnaître des accumulations de minéraux. Par ailleurs, il faut souligner qu'en règle générale, seules les observations pétrographiques permettent, dans ce type de roche, d'identifier la présence de xénocristaux d'olivine (cf. Chapitre 3). L'observation de cristaux déformés, présentant des kink bands ou des extinctions roulantes, voire des golfes de corrosion, indiquant un déséquilibre entre les cristaux et le liquide, montrent que ces minéraux n'ont pas cristallisé à partir du liquide dans lequel ils baignent (Cox, 1987; Boudier, 1991).

Dans le diagramme Fo en fonction de MgO, *la teneur en MgO est celle de la roche totale*. Les olivines se répartissent alors sur une ligne verticale (Fig. 2.3 a et b). Seule la composition de l'olivine la plus riche en Fo (la première à cristalliser) est utilisée pour déterminer la teneur en

MgO du liquide parent. La position de la gamme d'olivine par rapport aux courbes d'équilibre permet de confirmer, ou non, le caractère cumulatif de la roche totale (Fig. 2.3 a et b).

(a) *Si la roche est non cumulative*, l'olivine la plus riche en Fo se situe sur la courbe d'équilibre. Ceci indique un équilibre chimique entre le liquide et les cristaux d'olivine. Dans ce cas, la teneur en MgO du liquide parent est lue directement sur le graphique et correspond à la teneur en MgO de la roche totale (Fig. 2.3 a).

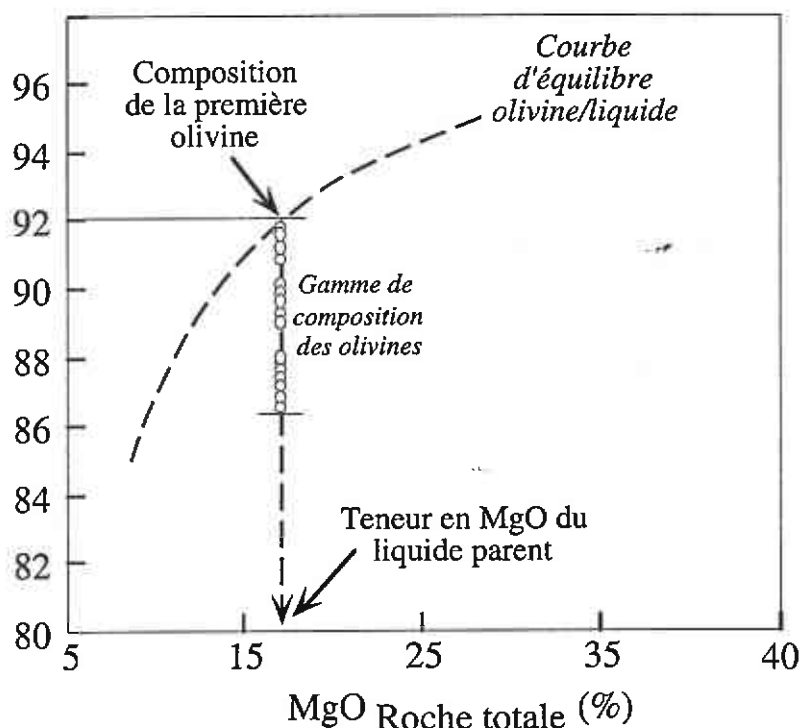
(b) *Si la roche est cumulative*, les olivines se situent à droite de la courbe d'équilibre (Fig. 2.3 b). Ceci indique que la roche totale est « trop riche » en MgO par rapport aux compositions des olivines. Les teneurs en MgO et en FeO de la roche totale ont été augmentées par l'accumulation de cristaux. La composition chimique de la roche totale n'est pas, dans ce cas, représentative de la composition du liquide parent. La teneur en MgO du liquide peut néanmoins également être lue directement sur le graphique (Fig. 2.3 b).

En résumé, ce type de représentation graphique permet la détermination de la teneur en MgO du liquide dans lequel les olivines ont cristallisé. Ces diagrammes révèlent aussi, en confirmation des observations pétrographiques, la nature cumulative, ou non, des roches totales.

Les gammes d'erreurs sur la détermination des teneurs en MgO des liquides parents sont difficiles à préciser. Les principales sources d'erreur sont liées à la position de la courbe d'équilibre, d'une part, et à la position de la gamme d'olivine, d'autre part. La position de la courbe d'équilibre est principalement dépendante de l'estimation de la teneur en FeO du liquide et du choix d'un coefficient de partage. La position de la gamme d'olivine est liée aux erreurs analytiques de mesure des minéraux (par microsonde électronique) et de mesure des roches totales (ici par fluorescence X). Etant donné les précisions atteintes à la microsonde et en fluorescence X et les variations de positions des courbes d'équilibre induites par des variations de teneur en FeO et/ou de K_D (Fig. 2.1 et 2.2), la source d'erreur principale est liée à la position de la courbe d'équilibre. Ainsi, une erreur de 1 % dans l'estimation de la teneur en FeO du liquide induira une différence de teneur en MgO de 10 % (en relatif). Par exemple, une olivine de composition Fo₈₉ cristallisera dans un liquide à 15 % de MgO si la teneur en FeO est de 10 %. La même olivine cristallisera à partir d'un liquide à 13.5 % de MgO si sa teneur en FeO est de 9 % (Fig. 2.1). De même, un changement de coefficient de partage, d'une valeur de 0.3 à 0.33 induira une différence d'environ 10 %. Par exemple, pour une teneur en FeO donnée, une olivine de composition Fo₈₈ cristallisera à partir d'un liquide à 13.6 % de MgO si le K_D est égal à 0.3 et 12.4 % si le K_D est égal à 0.33 (Fig. 2.2). Néanmoins, les gammes de compositions des roches étudiées au cours de ce travail (cf. chapitres suivants) sont suffisamment larges pour que l'incertitude sur ces valeurs soit négligée.

(a) Roche non cumulative

Fo (mol. %)



(b) Roche cumulative

Fo (mol. %)

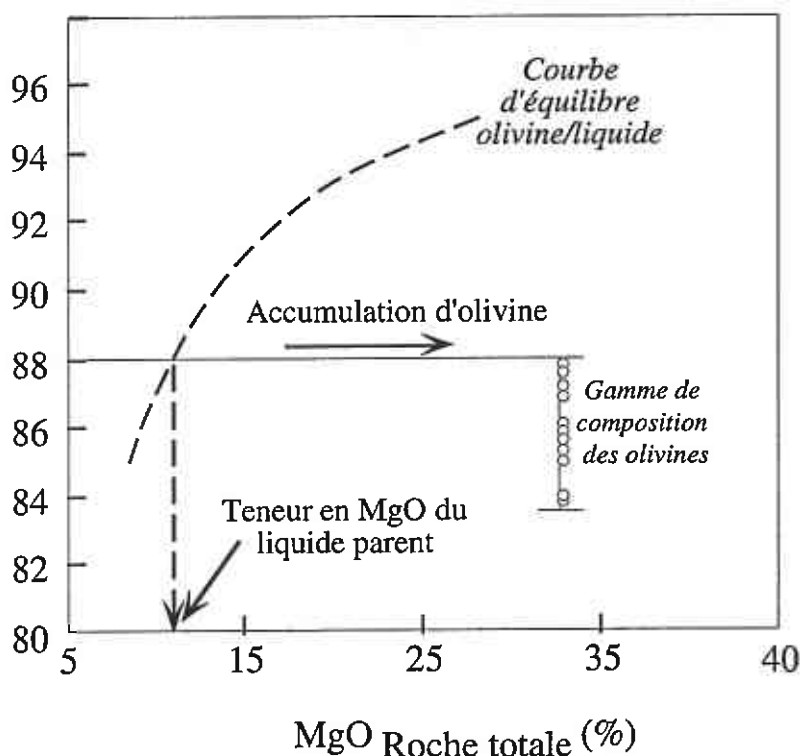


Figure 2.3 (a) Fo en fonction de MgO d'une roche totale. Si l'olivine la plus magnésienne se situe sur la courbe d'équilibre, la teneur en MgO de la roche totale est représentative de celle du liquide, comme indiqué par la flèche. (b) Dans le cas d'une roche ayant accumulé des cristaux d'olivine, ces derniers se situent à droite de la courbe d'équilibre. La teneur en MgO du liquide parent peut être déterminée graphiquement comme indiqué par la flèche.

2.1.2. Calcul des autres éléments

Les teneurs en autres éléments des liquides sont calculées à partir de celle en MgO. Si la roche n'a pas accumulé d'olivine, la composition du liquide parent est équivalente à celle de la roche totale. En revanche, si la roche est cumulative, les éléments compatibles avec l'olivine seront concentrés dans la roche totale, et les éléments incompatibles avec l'olivine seront dilués. Peu d'éléments chimiques sont compatibles avec l'olivine. Parmi les éléments majeurs, seuls la silice, le fer et le magnésium entrent dans la constitution du minéral. Parmi les éléments traces qui ont été mesurés, seul le Ni est compatible avec l'olivine.

Deux méthodes de calcul de la composition des liquides parents ont été testées et employées dans le cadre de ce travail. La première consiste à recalculer la composition du liquide en ajoutant ou en extrayant la quantité d'olivine requise pour faire varier la teneur en MgO depuis celle de la roche totale jusqu'à celle du liquide calculée. La seconde, adaptée de Klein & Langmuir (1987), consiste à recalculer une composition, à la teneur en MgO du liquide, utilisant les corrélations existantes entre les différentes roches totales.

2.1.2.1. Normalisation par accumulation/fractionnement d'olivine

Cette première méthode de calcul est un bilan de masse entre les olivines, qui fractionnent ou qui s'accumulent, et les roches totales (Fig. 2.4). Plusieurs hypothèses doivent être faites au départ :

- (a) la série magmatique est uniquement contrôlée par le fractionnement et/ou l'accumulation d'olivine ;
- (b) les olivines sont supposées ne renfermer aucun autre élément hormis ses éléments constitutifs.

Ainsi, si la composition de la roche totale (RT) est connue et que la teneur en MgO du liquide est connue, il est possible de calculer l'équation de la droite entre la composition de la roche totale et celle de l'olivine (Fig. 2.4).

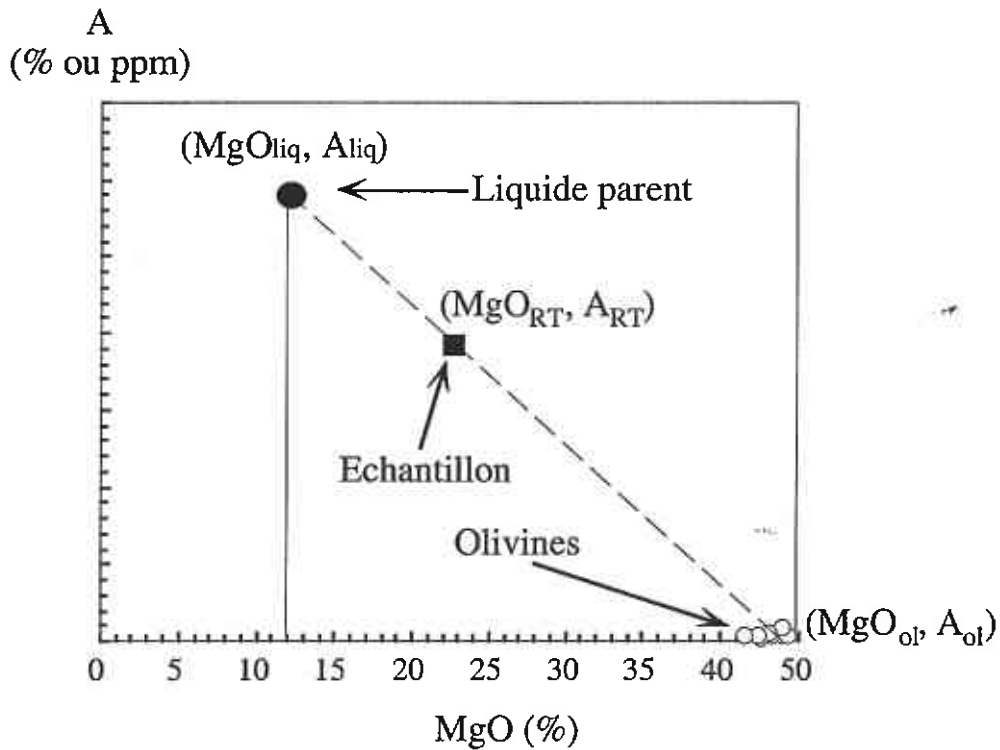


Figure 2.4 Exemple de calcul de composition de liquide parent pour un élément « A », dans le cas où la roche totale est cumulative.

La teneur du liquide parent en un élément A (A_{liq}), qui n'entre pas dans l'olivine ($A_{ol}=0$) est calculée d'après l'équation de la droite selon :

$$A_{liq} = A_{RT} * \left(\frac{MgO_{liq} - MgO_{ol}}{MgO_{RT} - MgO_{ol}} \right)$$

où MgO_{liq} , MgO_{ol} et MgO_{RT} sont les teneurs en MgO, respectivement, du liquide, de l'olivine et de la roche totale et A_{RT} , la teneur de la roche totale en l'élément A.

Le principal avantage de cette méthode est que la droite utilisée pour le calcul de la composition du liquide parent ne dépend que de la composition de la roche totale et de la composition des olivines mesurées dans ce même échantillon.

Les principales critiques que l'on peut apporter à ce calcul sont :

(a) de ne pas tenir compte du fait que les éléments ne sont pas strictement incompatibles avec l'olivine, *i.e.*, de poser que $A_{ol}=0$, en particulier pour le calcul des éléments traces. En effet, la grande majorité des éléments traces sont incompatibles avec l'olivine, mais ne le sont pas obligatoirement dans les mêmes proportions. Par exemple, les terres rares légères sont plus

incompatibles dans l'olivine que les terres rares lourdes (Green, 1994). Cependant, les valeurs des coefficients de partage pour l'olivine restent très faibles (0.05 au maximum pour Lu, Green (1994)) et l'influence sur la forme des spectres de terres rares calculés peut ainsi être négligée.

(b) de ne tenir compte que de l'olivine. En effet, le fractionnement éventuel de phases accessoires, pouvant contenir des éléments majeurs ou traces en grande quantité, n'est pas envisagé. Dans les roches basiques et ultrabasiques, la seule phase accessoire pouvant influencer sur la composition du liquide parent calculé est le spinelle ((Mg,Fe)AlO₄, riche en Cr). Le Cr a donc été exclu des calculs d'éléments traces. De même, nous avons focalisé nos calculs sur les terres rares car aucune phase accessoire n'en renferment dans ce type de roche.

(c) de choisir la composition de l'olivine qui fractionne et/ou qui s'accumule. Si la roche fractionne de l'olivine, la composition de l'olivine la plus magnésienne est utilisée. Ce choix est justifié car la composition recherchée est celle du premier liquide. Il n'est donc pas nécessaire de tenir compte du changement de composition de l'olivine induit par la différenciation. Si la roche est cumulative, les compositions des olivines qui s'accumulent peuvent ne pas correspondre aux olivines les plus magnésiennes. Dans ce cas, nous choisissons la composition de l'olivine en fonction des histogrammes de fréquences des compositions d'olivine et des corrélations entre les différentes roches totales dans les diagrammes de variations d'oxydes (cf. Chapitre 3, Fig. 3.3 et 3.6 a, p. 56 et p. 65).

Les gammes d'incertitudes sur le calcul de A_{liq} sont ici aussi relativement difficiles à appréhender. Les variations sur A_{liq} , erreurs analytiques exclues, dépendent principalement des variations de la pente de la droite calculée (a), donnée par :

$$a = \frac{(MgO_{RT} - MgO_{ol})}{A_{RT}}$$

Les variations de a sont fonction principalement du choix de la composition de l'olivine qui fractionne ou qui s'accumule (MgO_{ol}) ainsi que de la gamme de teneur de l'élément A (A_{RT}), car il a été posé au départ que $A_o=0$. Dans la pratique, cette erreur est très faible par rapport aux variations de composition liées à la pétrogenèse des liquides.

2.1.2.2. Normalisation par les roches totales

Cette seconde méthode a d'abord été développée par Klein & Langmuir (1987) pour des séries magmatiques de composition basaltique. Les équations de normalisation proposées par cet auteur sont applicables principalement pour des roches contenant moins de 10 % de MgO.

Cette teneur étant inférieure à celle de nos échantillons, nous avons repris le même principe pour calculer de nouvelles équations, adaptées à nos échantillons. Le calcul s'effectue en utilisant l'équation de la droite de régression linéaire définie par les différentes roches totales (Fig. 2.5) : la teneur en l'élément A du liquide (A_{liq}) est donnée par l'équation ci-dessous.

$$A_{liq} = a * MgO_{liq} + b$$

A
(% ou ppm)

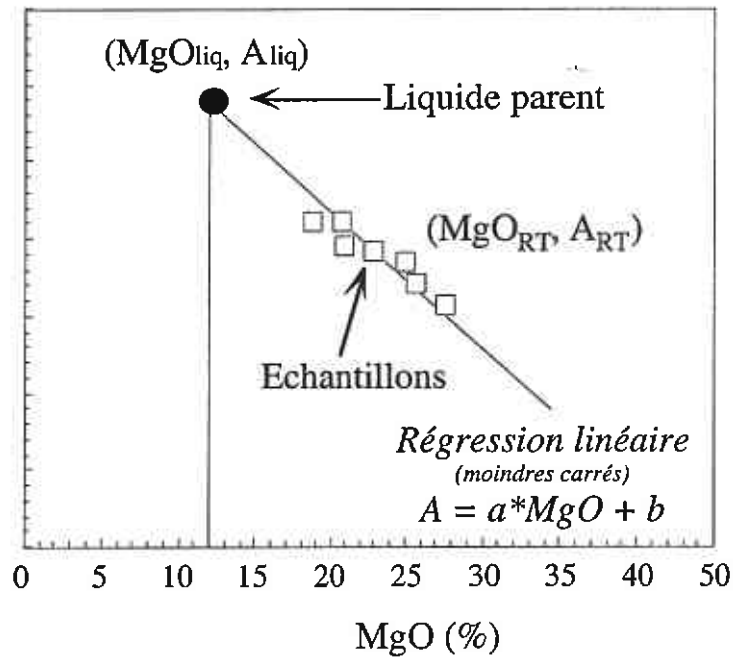


Figure 2.5 Exemple de calcul de composition de liquide parent selon la méthode adaptée de celle de Klein & Langmuir (1987).

L'avantage de cette méthode est d'être utilisable dans le cas d'une série qui n'est pas uniquement contrôlée par l'olivine. En effet, la droite reliant les différentes roches totales est représentative de la somme des variations chimiques impliquées par la cristallisation des minéraux.

En revanche, elle implique que les différents échantillons considérés soient cogénétiques mais aussi que la gamme de variation en MgO des roches totales soit suffisamment importante pour obtenir un bon coefficient de corrélation (Fig. 2.5). Cette méthode implique aussi que les éléments soient immobiles et non perturbés par les processus d'altération.

Pour tester les deux principes de calcul, les compositions des liquides calculés selon les deux méthodes ont été comparées dans le cas des komatiites de Gorgona (tableau 2.1). Quel que soit le procédé de calcul, la composition des liquides est identique. Les teneurs en éléments traces, en particulier les terres rares, sont très semblables dans les deux cas.

Ce test n'a toutefois été effectué que sur les komatiites. En effet, au sein des autres types de roches, les variations de teneur en MgO des roches totales ne sont pas suffisantes pour établir des corrélations satisfaisantes. Par ailleurs, les séries magmatiques étudiées au cours de ce travail sont principalement contrôlées par l'olivine. C'est pourquoi nous avons principalement utilisé la première méthode, basée sur un bilan de masse.

	Liquide calculé par la méthode (1)	Moyenne des liquides calculés par la méthode (2)	Ecart à la moyenne	(2) GOR 501	(2) GOR 502	(2) GOR 525	(2) GOR 537	(2) GOR 538	(2) GOR 539
TiO ₂	0.68	0.64	0.01	0.65	0.63	0.65	0.61	0.64	0.64
Al ₂ O ₃	10.99	10.96	0.15	10.82	11.14	11.21	10.70	10.98	10.89
MnO	0.19	0.19	0.01	0.20	0.17	0.20	0.18	0.22	0.20
CaO	9.76	9.91	0.22	9.55	9.69	9.91	9.83	10.10	10.38
Na ₂ O	1.04	1.03	0.31	0.87	1.08	0.68	1.92	0.74	0.88
Nb	0.38	0.38	0.005	0.38	0.39	0.38	0.39	0.37	0.38
Zr	25.9	25.9	0.34	25.8	26.3	24.9	26.4	26.0	25.9
Hf	0.86	0.86	0.02	0.84	0.89	0.84	0.87	0.86	0.85
La	1.74	1.74	0.05	1.67	1.79	1.69	1.83	1.74	1.71
Ce	2.42	2.42	0.05	2.43	2.43	2.38	2.48	2.32	2.46
Pr	3.45	3.43	0.07	3.34	3.49	3.39	3.58	3.35	3.45
Nd	4.34	4.32	0.09	4.28	4.41	4.23	4.42	4.18	4.40
Sm	6.16	6.13	0.13	6.04	6.23	6.01	6.35	5.96	6.21
Eu	7.50	7.48	0.15	7.49	7.68	7.38	7.72	7.26	7.35
Gd	7.45	7.43	0.15	7.31	7.71	7.19	7.61	7.36	7.41
Tb	7.19	7.18	0.14	7.08	7.45	7.01	7.32	7.18	7.01
Dy	7.54	7.51	0.20	7.38	7.90	7.31	7.72	7.45	7.31
Ho	6.97	6.96	0.16	6.85	7.28	6.76	7.08	6.98	6.78
Er	6.63	6.61	0.20	6.50	6.94	6.40	6.78	6.71	6.34
Tm	6.58	6.57	0.18	6.50	6.89	6.35	6.79	6.56	6.36
Yb	5.87	5.85	0.13	5.80	6.12	5.72	5.98	5.83	5.65
Lu	5.97	5.96	0.15	5.93	6.21	5.77	6.04	6.10	5.73

Tableau 2.1 Comparaison des compositions de liquides parents calculés pour un groupe de komatiite de Gorgona par (1) la méthode des bilans de masse et, (2) la méthode adaptée de Klein & Langmuir (1987). Les éléments majeurs sont donnés en %, les éléments traces en ppm (Nb, Zr, Hf), les terres rares sont normalisées aux chondrites.

2.1.3. Application aux terres rares

Les calculs de composition de liquides parents ont été principalement appliqués aux terres rares. En effet, ces éléments sont une base de travail fiable pour toute étude pétrogénétique. Les autres éléments ont néanmoins été calculés et parfois utilisés (tableau 2.1, et cf. Chapitre 3, Fig. 3.9 et 3.10, p. 71 et p. 72). Les spectres des liquides parents calculés seront ensuite notre base

de travail pour l'étude pétrogénétique (évaluation des processus de fusion partielle et de différenciation). Avec la méthode que nous avons utilisée, le fractionnement ou l'accumulation d'olivine entraîne, respectivement, une concentration ou une dilution des teneurs en terres rares (Fig. 2.6). En revanche, l'allure du spectre de la roche totale est le même.

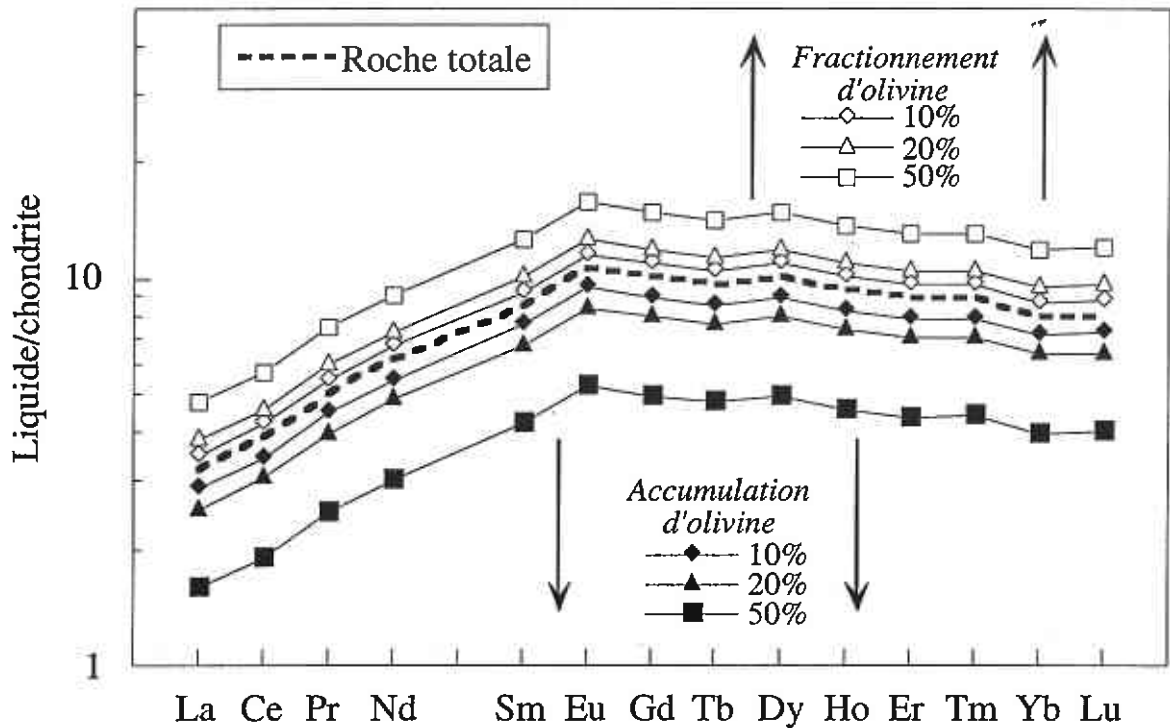


Figure 2.6 Influence du fractionnement et de l'accumulation de 10 %, 20 % et 50 % d'olivine sur le spectre de terres rares d'un échantillon (ici, GOR 511).

Sur la figure 2.6, considérons le spectre de la roche totale comme celui d'un liquide parent. Dans ce cas, les spectres montrant des teneurs plus faibles, représentent des spectres de roche totale ayant accumulé de l'olivine. A l'inverse, les spectres ayant des teneurs plus élevées représentent des roches totales ayant fractionné de l'olivine.

Considérons maintenant non plus une seule roche, mais un ensemble de roches totales, ayant des teneurs en terres rares différentes. Le calcul des spectres de terres rares des liquides parents permet de déterminer si ces roches sont liées entre elles par un fractionnement ou une accumulation d'olivine. En effet, si les spectres de liquides calculés se superposent, comme c'est le cas dans la figure 2.7, ceci indique que ces échantillons dérivent tous de liquides dont les teneurs en MgO sont équivalentes. Ceci implique aussi que les liquides dont les roches dérivent, montraient des caractéristiques en terres rares identiques au moment de leur formation, *i. e.*, ils se sont probablement formés dans les mêmes conditions.

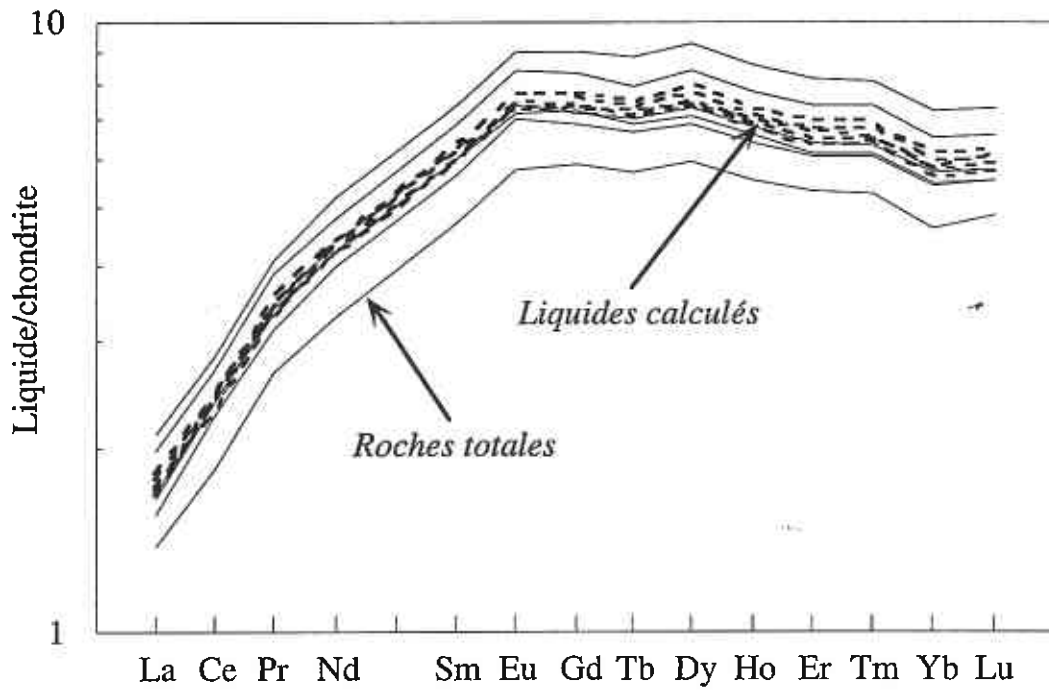


Figure 2.7 Comparaison entre les spectres de terres rares des liquides calculés et des roches totales (ici, sur un groupe de komatiite de Gorgona).

A l'inverse, si l'allure d'un spectre est la même que celle des autres échantillons, mais que les teneurs de ce liquide calculé diffèrent de celle des autres, ceci indique que la teneur en MgO du liquide a probablement été mal estimée: elle est sous-estimée si les teneurs sont plus élevées et surestimée si les teneurs sont plus faibles (Fig. 2.8).

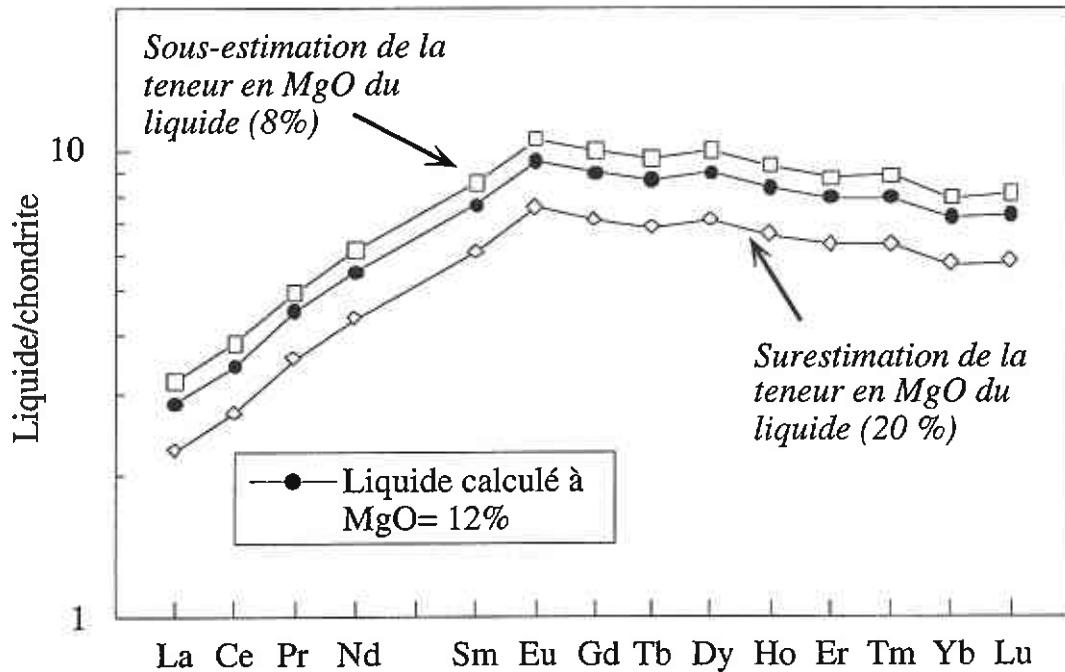


Figure 2.8 Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun & McDonough, 1989) de trois liquides calculés. D'après les compositions des olivines mesurées dans l'échantillon, la teneur en MgO du liquide a été estimée à 12 %. Une surestimation de cette teneur entraîne une sous-estimation des teneurs en terres rares dans le liquide, et vice versa.

En résumé, cette méthode nous permet de calculer, pour l'ensemble de nos échantillons, les compositions des liquides parents des roches, notamment les teneurs en MgO et les spectres de terres rares de ces liquides. Et ce sont ces compositions de liquide que nous utilisons dans l'étude des processus de fusion partielle.

2.2. Modélisations de fusion partielle

Le passage du manteau au magma se fait par fusion partielle. Selon la composition et la température de la source mantellique, le solidus est franchi et le manteau source commence à fondre. Le taux et la profondeur de fusion contrôlent la composition des liquides produits.

La composition des liquides parents apporte des informations essentielles sur les conditions de cette fusion. D'abord, un liquide parent riche en MgO (~20 %) est l'indication d'un taux de fusion élevé et/ou d'une fusion profonde. Dans tous les cas, un tel liquide magnésien est symptomatique d'une température de source élevée.

Ensuite, les spectres et les teneurs en terres rares renseignent sur les taux de fusion partielle, l'enrichissement en terres rares étant inversement proportionnel au taux de fusion. Ils apportent aussi une information sur la minéralogie de la source et donc sur la profondeur de fusion : un spectre fractionné en terres rares lourdes indique une source profonde à grenat résiduel, un spectre plat en terres rares lourdes indique une source moins profonde à spinelle. Enfin, ils renseignent sur le processus de fusion impliqué.

2.2.1. Les différents types de fusion partielle

Deux types de fusion partielle peuvent être distingués : la fusion partielle modale et la fusion partielle non modale. Dans le premier cas, les minéraux constitutifs de la source ont tous le même comportement vis à vis de la fusion partielle. C'est à dire qu'ils fondent tous dans les proportions dans lesquelles ils sont présents dans la source. En revanche, la fusion partielle non modale tient compte de la composition chimique des minéraux et indique, pour un même taux de fusion, que certaines phases fondent dans de plus larges proportions que d'autres (les minéraux riches en Al_2O_3 (*i.e.*, le grenat) sont par exemple moins réfractaires que les minéraux ferromagnésiens, *i.e.*, l'olivine). Il semble plus réaliste de tenir compte de ce fait et nous n'avons donc utilisé que des processus de fusion partielle non modaux.

Ensuite, deux grands types de processus de fusion partielle existent : la fusion à l'équilibre (ou « batch melting ») et la fusion fractionnée. Dans le premier cas, il y a équilibre entre le liquide formé et le résidu de fusion sur tout l'intervalle de fusion partielle. Dans le second cas, il n'y a équilibre que pendant une fraction infinitésimale de fusion. Le liquide est ensuite extrait.

Nous avons comparés dans nos modélisations trois types de fusion non modale, dont la fusion à l'équilibre (a) et deux variantes de fusion fractionnée (b) et (c) :

(a) la fusion à l'équilibre (Gast, 1968; Shaw, 1970) ;

(b) le « pooling » des liquides, où les liquides produits par fusion fractionnée sont intégrés et homogénéisés pendant leur remontée vers la surface (Gast, 1968; Shaw, 1970) ;

(c) la fusion critique ou « critical melting », une autre variante de fusion fractionnée tenant compte de la porosité résiduelle dans la source (Sobolev & Shimizu, 1993; Gurenko & Chaussidon, 1995).

2.2.1.1. Fusion à l'équilibre

Dans un processus de fusion à l'équilibre non modale, il y a équilibre entre le liquide et le solide résiduel pendant tout l'épisode de fusion, c'est à dire sur l'ensemble de l'intervalle de fusion entre 0 et F. L'équation de fusion à l'équilibre utilisée est l'équation originale de Shaw (1970) :

$$C_{liq} = \frac{C_o}{D + F * (1 - P)}$$

où C_{liq} est la composition du liquide produit, C_o est la composition originale de la source, F est le taux de fusion, D est le coefficient de distribution et P le coefficient de proportion (cf. également tableau 2.2, p. 38 pour la définition des différents paramètres).

D est calculé selon :

$$D^i = \sum (x_a * K_{Da}^i + x_b * K_{Db}^i + x_c * K_{Dc}^i + x_d * K_{Dd}^i)$$

où x est la proportion d'un minéral dans une source constituée de quatre phases (a, b, c et d) et K_D est le coefficient de partage, pour un élément donné, entre le même minéral et le liquide.

P est calculé selon :

$$P^i = \sum (y_a * K_{Da}^i + y_b * K_{Db}^i + y_c * K_{Dc}^i + y_{dr} * K_{Dd}^i)$$

où y est le mode d'un minéral dans le liquide et K_D son coefficient de partage avec le liquide.

2.2.1.2. « Pooling » des liquides

Dans un processus de « pooling » des liquides, les liquides ne sont plus produits par une fusion à l'équilibre mais par une fusion fractionnée. Dans ce cas, il n'y a pas équilibre entre le liquide produit et le solide résiduel pendant tout l'épisode de fusion. L'équilibre n'est réalisé que pendant un incrément de fusion infinitésimal et les liquides sont extraits de la source de façon continue. Ensuite, ces liquides se mélangent et s'homogénéisent pendant leur remontée vers la surface. Ils ne sont donc pas considérés individuellement. Ce processus est décrit par la moyenne de l'intégration entre 0 et F (intervalle de fusion) de l'équation de la fusion fractionnée.

L'équation gouvernant ce processus est l'équation originale de Shaw (1970) :

$$C_{pooled} = \frac{C_o}{F} \left[1 - \left(1 - \frac{FP}{D} \right)^{\frac{1}{P}} \right]$$

où C_{pooled} représente la moyenne de l'intégration entre 0 et F des fractions infinitésimales de liquide produits.

2.2.1.3. Fusion critique

Ici, la fusion est fractionnée, comme dans le cas d'un « pooling » des liquides. Cependant, les liquides extraits de la source de façon continue sont cette fois considérés individuellement. Ce type de processus implique que les liquides, une fois extraits, ne se mélangent pas. La particularité d'un processus de fusion critique, par rapport à un processus de fusion fractionnée pure, vient du fait que la porosité du solide résiduel est prise en compte. Ceci se manifeste par la rétention dans la source d'une certaine fraction du liquide produit (Sobolev & Shimizu, 1993).

La composition des liquides formés est donnée par :

$$C_{liq} = A * B^G$$

où

$$A = \frac{C_0}{\left[D + (1 - P) * \left(\frac{\phi}{\phi + 1} \right) \right]}$$
$$B = \frac{\left[(D + \phi) - (P + \phi) * F \right]}{\left[(D + \phi) - (P + \phi) * \left(\frac{\phi}{\phi + 1} \right) \right]}$$
$$G = \frac{(1 - P)}{(P + \phi)}$$

où ϕ est la porosité résiduelle, c'est à dire la fraction de liquide (en %) qui reste piégée dans la source.

Dans un processus de fusion partielle, la composition du solide résiduel peut être calculée d'après la composition du liquide, par bilan de masse :

$$C_{res} = \frac{C_0 - (F * C_{liq})}{(1 - F)}$$

où C_{res} est la composition du solide résiduel, C_{liq} la composition du liquide formé, C_0 la composition initiale de la source et F le taux de fusion.

2.2.2. Influence des principaux paramètres

Les paramètres utilisés pour les modélisations sont les mêmes pour les trois types de fusion. Ces paramètres sont détaillés dans le tableau 2.2.

<i>Paramètre</i>	<i>Symbole</i>	<i>Description</i>
Taux de fusion	F	
Source	C_0	Composition initiale
Minéralogie de la source	X_{ol} X_{opx} X_{cpx} X_{gar} X_{spi}	Proportions des différentes phases dans la source: Olivine Orthopyroxène Clinopyroxène Grenat Spinnelle
Coefficient de partage	K_D	
Coefficient de distribution	D	Somme des coefficients de partage multipliés par la proportion du minéral
Mode des minéraux dans le liquide	Y_{ol} Y_{opx} Y_{cpx} Y_{gar} Y_{spi}	Proportion des phases entrant dans le liquide : Olivine Orthopyroxène Clinopyroxène Grenat Spinnelle
Coefficient de proportion	P	Somme des coefficients de partage multipliés par les modes des minéraux
Porosité résiduelle	ϕ	Proportion (%) de liquide retenue dans la source

Tableau 2.2 Paramètres utilisés dans les modélisations de fusion.

2.2.2.1. Taux de fusion

Le taux de fusion partielle est évidemment le paramètre le plus important de ces modélisations. Quels que soient les processus de fusion impliqués, les compositions des sources ou leur minéralogie, la composition des liquides est dépendante du taux de fusion considéré. Dans la pratique, le taux de fusion est l'un des premiers paramètres recherché. En effet, plus la fusion est poussée, plus le liquide ressemble à la source.

2.2.2.2. Composition de la source

Etant donné les incertitudes sur la composition du manteau, le choix d'une composition de source initiale est toujours difficile. Deux types de sources ont été utilisés dans ces modélisations : la première représente le « Manteau Primitif » et la seconde représente un « Manteau Appauvri ». Ces deux compositions ont été choisies car elles sont couramment utilisées dans ce type de travail. Elles sont reportées dans le tableau 2.3 et représentées dans la figure 2.9. Nous avons choisi pour ces modélisations une normalisation au Manteau Primitif (Hofmann, 1988).

Source	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Er	Yb	Référence
Manteau Primitif	0.6139	1.6011	1.1892	0.3865	0.1456	0.6378	0.4167	0.4144	Hofmann, 1988
Manteau Appauvri	0.31	0.95	0.86	0.32	0.13	0.63	0.35	0.42	Gurenko & Chaussidon, 1995

Tableau 2.3 Composition des deux sources utilisées dans les modélisations (teneurs en ppm.).

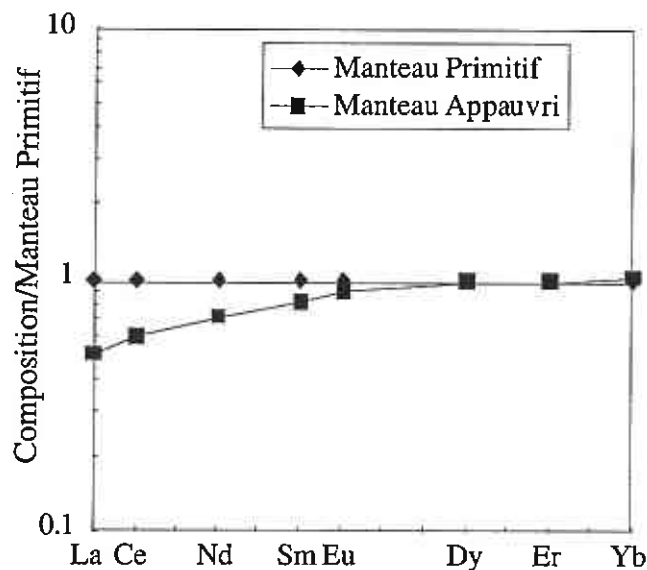


Figure 2.9 Représentation graphique des compositions de sources utilisées dans les modélisations. Les valeurs utilisées sont celles du tableau 2.3.

2.2.2.3. Minéralogie de la source

L'assemblage minéralogique de la source est un facteur déterminant pour le calcul des compositions de liquides produits. Les assemblages minéralogiques choisis sont compatibles avec ceux déterminés sur des péridotites mantelliques, qu'elles soient à grenat ou à spinelle, selon la gamme de pression considérée. Ces assemblages comprennent une proportion dominante d'olivine (50 % au minimum), de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et du grenat ou

du spinelle en proportions variables. Aucune modélisation n'a été effectuée dans le champ de stabilité du plagioclase.

Cependant seules les proportions relatives de grenat et de clinopyroxène influencent les compositions de liquides produits. En effet, les terres rares ne sont compatibles que dans ces phases. A l'inverse, les terres rares sont très incompatibles avec l'olivine et l'orthopyroxène. Donc les variations de leurs proportions relatives n'ont pas d'influence sur la composition du liquide calculé.

2.2.2.4. Coefficient de partage, paramètre D

Le choix des coefficients de partage est, lui aussi, difficile étant donné les nombreux travaux dédiés à leur détermination. Les incertitudes sur ces valeurs sont très grandes, car selon la technique de mesure utilisée, le protocole expérimental ou les compositions des matériaux utilisés, les valeurs obtenues sont parfois très différentes (Green, 1994). Les coefficients de partage choisis pour les modélisations sont reportés dans le tableau 2.4 et représentés graphiquement sur la figure 2.10. Ils sont tirés des études de Shimizu et al. (1982) et de Gurenko & Chaussidon (1995). Afin de garder un ensemble cohérent, ces coefficients sont les mêmes quelques soient les échantillons ou le processus de fusion partielle utilisé.

<i>Coefficients de partage</i>	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Er	Yb	
Olivine	$3.1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$4.2 \cdot 10^{-4}$	$1.1 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1.4 \cdot 10^{-3}$	$1.3 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	Gurenko & Chaussidon, 1995
Opx	$4.4 \cdot 10^{-5}$	$1.4 \cdot 10^{-4}$	$5.2 \cdot 10^{-4}$	$1.6 \cdot 10^{-3}$	$6.4 \cdot 10^{-4}$	$8.4 \cdot 10^{-3}$	$1.7 \cdot 10^{-2}$	$3.3 \cdot 10^{-2}$	Gurenko & Chaussidon, 1995
Cpx ¹ (basse pression : champ du spinelle)	$2.9 \cdot 10^{-1}$	$3.1 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-1}$	$5.9 \cdot 10^{-1}$	$5.9 \cdot 10^{-1}$	$7.8 \cdot 10^{-1}$	$8.2 \cdot 10^{-1}$	$8 \cdot 10^{-1}$	Shimizu et al., 1982
Cpx ² (haute pression : champ du grenat)	$5.4 \cdot 10^{-2}$	$8.6 \cdot 10^{-2}$	$1.9 \cdot 10^{-1}$	$2.9 \cdot 10^{-1}$	$3.5 \cdot 10^{-1}$	$4.4 \cdot 10^{-1}$	$3.9 \cdot 10^{-1}$	$4.3 \cdot 10^{-1}$	Gurenko & Chaussidon, 1995
Spinelle	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1.5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$4.5 \cdot 10^{-3}$	Gurenko & Chaussidon, 1995
Grenat	$1 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$5.7 \cdot 10^{-2}$	$6.3 \cdot 10^{-1}$	1	2	3	4	Gurenko & Chaussidon, 1995

Tableau 2.4 Coefficients de partage utilisés dans les modélisations.

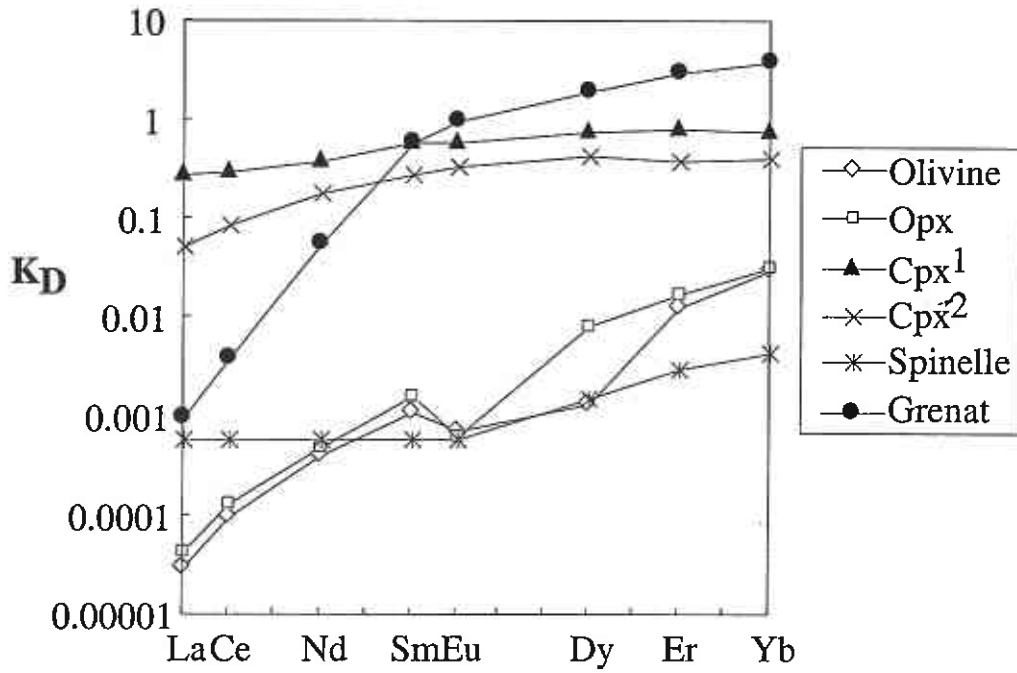


Figure 2.10 Valeurs des coefficients de partage utilisés pour les modélisations.

Le coefficient de distribution représente la somme des proportions de minéraux présents dans la source, multipliés par leur coefficient de partage. Par exemple, dans une source à olivine (ol) + orthopyroxène (Opx) + clinopyroxène (Cpx) + grenat (Gar), D, pour un élément i, est donné par :

$$D^i = \sum \left(x_{ol} * K_{Dol}^i + x_{Opx} * K_{DOpx}^i + x_{Cpx} * K_{DCpx}^i + x_{Gar} * K_{DGar}^i \right)$$

Les variations de D sont donc liées aux variations de minéralogie de la source (cf. § 2.2.2.3) et aux valeurs de coefficients de partage choisies.

2.2.2.5. Modes des minéraux, paramètre P

Les modes des minéraux, c'est à dire la proportion dans laquelle un minéral va entrer dans le liquide, représentent initialement la composition au point eutectique de la source. Les valeurs couramment utilisées sont déterminées expérimentalement et permettent d'établir les équations de fusion. Ces dernières dépendent aussi, hors techniques analytiques, de la pression, de la température, de la teneur en eau. Les modes que nous avons utilisés sont tirés des études de Johnson et al. (1990) et de Gurenko & Chaussidon (1995).

Le paramètre P de Shaw (1970) représente la somme des proportions des minéraux dans le liquide multipliés par les coefficients de partage. Pour un élément i, donné, dans un assemblage à quatre phases, P est décrit par :

$$P^i = \sum \left(y_{Ol} * K_{Dol}^i + y_{Opx} * K_{DOpx}^i + y_{Cpx} * K_{DCpx}^i + y_{Gar} * K_{DGar}^i \right)$$

** Cas d'une disparition de phase*

Les proportions de minéraux entrant dans le liquide (paramètre P) permettent de tenir compte du fait que certain minéraux sont moins réfractaires que d'autres. Il faut noter cependant que dans chaque processus que nous avons considéré, le taux de fusion (F) est global. La composition du liquide calculé est une composition de liquide finale, après un certain pourcentage de fusion. Les équations qui décrivent ces processus ne permettent pas de tenir compte de la disparition d'une phase. En effet, le paramètre P est calculé pour une minéralogie de source de départ et ne varie pas. Le calcul n'est donc valable que tant que toutes les phases sont présentes. De même ces équations ne permettent pas de tenir compte d'un changement de minéralogie de la source lié à une remontée de celle-ci. Si une fusion dans une colonne de matériel remontant est envisagée, l'épisode de fusion aura probablement lieu dans des champs de stabilité minéralogique différents. Par exemple, le passage du champ de stabilité du grenat à celui du spinelle implique un changement des coefficients de distribution solide-liquide (D) ainsi que du coefficient de proportion de phase entrant dans le liquide (P). Ces changements ne peuvent être intégrés directement dans les équations.

Pour pallier à ce problème, si un changement de minéralogie de la source est envisagé, nous recalculons une nouvelle composition de source. A partir de celle-ci, nous pouvons calculer une seconde étape de fusion avec de nouveaux coefficients D et P. La nouvelle composition de source est calculée en deux étapes. La première est un bilan de masse où la composition du solide résiduel en fonction du taux de fusion de la première étape est calculé. Dans la seconde étape, la composition de la nouvelle source est calculée en tenant compte des proportions respectives du solide résiduel et de la source originale restante.

L'alternative à ce problème de disparition de phase est de considérer un processus incrémental (« Dynamic melting », Langmuir et al. (1977)). Une composition de liquide est calculée pour un taux de fusion défini au départ. Après chaque incrément de fusion, une nouvelle composition de source et de nouveaux coefficients de distribution et de proportion sont calculés. Le calcul se poursuit ensuite par itération jusqu'à atteindre un certain taux de fusion global. Les compositions des différents liquides produits sont ensuite moyennées sur l'intervalle de fusion (selon le nombre d'itérations). Ce type d'approche a été, par exemple, adoptée par Elliot et al. (1991) pour modéliser des compositions de liquides produits en Islande. L'avantage de ce type de modélisation est de permettre un suivi, pas à pas, de la composition du liquide, de

la composition de la source et de sa minéralogie. Le problème majeur, cependant, réside dans le choix de l'incrément de fusion. Cet incrément de fusion doit être très faible ($<0.1\%$, Johnson et al. (1990)). D'autre part, dans ce type d'approche, le liquide final est une moyenne discrète, i.e., elle dépend du nombre d'incrément, et n'est plus la moyenne de l'intégrale sur l'intervalle de fusion qui est une moyenne continue.

2.2.2.6. Porosité résiduelle

Dans le cas d'un processus de fusion critique, une certaine fraction du liquide produit reste piégée dans la source.

L'influence de la variation de la fraction de liquide retenu est montrée sur la figure 2.11. Trois séries de calculs y sont représentées pour trois fractions de liquides différentes (1 %, 3 % et 10 %) et deux taux de fusion (5 % et 15 %). Pour les trois séries, l'ensemble des paramètres est fixe, seule la porosité varie. La source de départ équivaut au manteau primitif et l'ensemble de l'épisode de fusion se déroule en présence de grenat (la source contient 10 % de grenat au départ pour un mode de 50 %, ceci implique que le grenat ne disparaît pas avant 20 % de fusion).

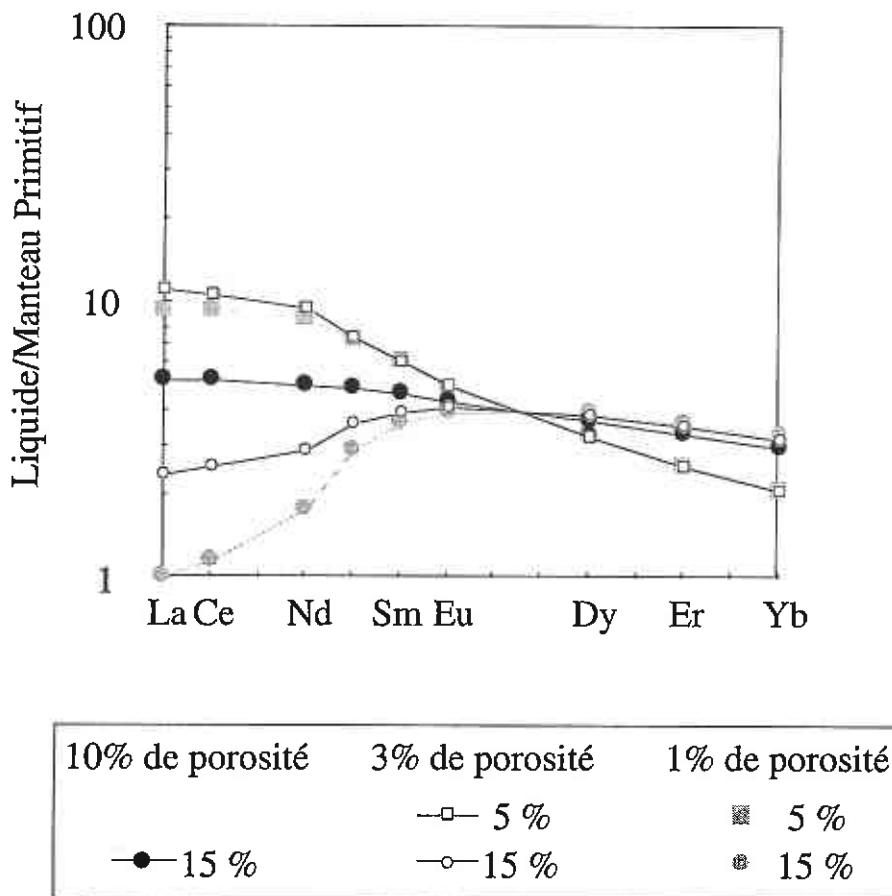


Figure 2.11 Influence de la proportion de liquide retenu dans la source dans le cas d'un processus de fusion critique. Dans ce cas de figure, la fusion a lieu dans le champ de stabilité du grenat à partir d'une source de type manteau primitif. Pour les trois séries de calculs, seule la fraction de liquide retenue change, le reste des paramètres est fixe.

A 5 % de fusion partielle, les spectres des liquides calculés sont très peu différents. En revanche, si l'on se place à 15 % de fusion, les spectres calculés sont très différents selon la proportion de liquide retenue. En fait, plus la proportion de liquide retenue est grande, plus elle domine la composition du liquide produit. Ainsi, si le taux de fusion partielle est égal à 15 %, quand la proportion de liquide retenue est faible (1 %), le liquide calculé est proche d'un liquide formé par un processus de fusion fractionnée pur. Si la proportion de liquide retenue est grande (10 %), la composition du liquide produit est diluée par la composition du liquide retenu (ce dernier a été formé auparavant et donc était plus riche en terres rares).

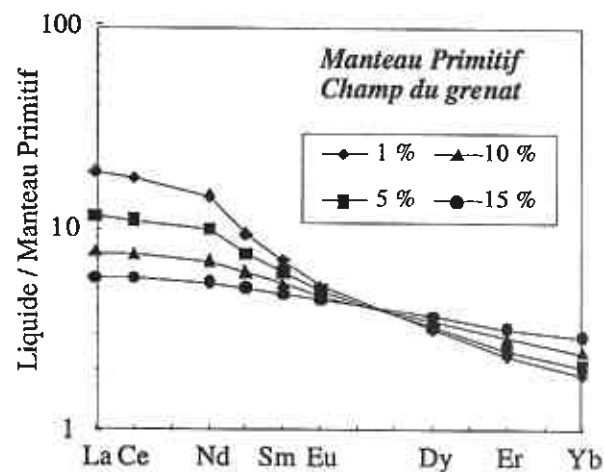
Nous avons choisi d'utiliser en règle générale une fraction de liquide retenue de 3 %. Nous avons tenté de conserver cette proportion pour l'ensemble des modélisations afin de garder une cohérence entre les différents modèles. Ce taux de 3 % est par ailleurs un taux utilisé habituellement dans ce type de modélisation (Sobolev & Shimizu, 1993; Gurenko & Chaussidon, 1995; Arndt et al., 1997).

2.2.3. Conclusions

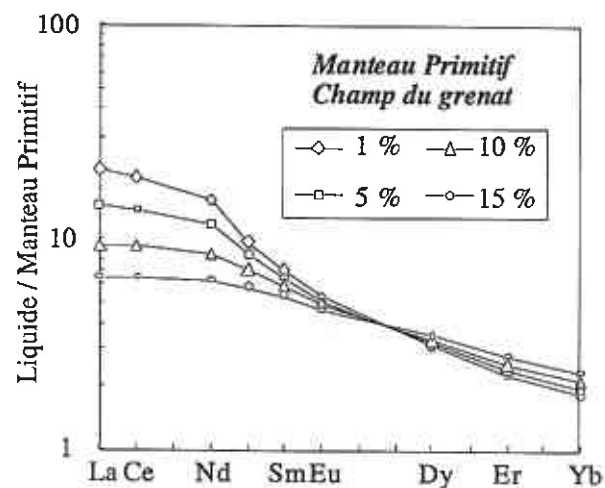
Maintenant que nous avons évalué l'influence des différents paramètres entrant dans les modélisations, une comparaison directe des différents processus s'impose.

La figure suivante (Fig. 2.12) présente des compositions de liquides calculés par les trois processus et pour divers taux de fusion partielle. La minéralogie de la source, la composition de la source et les modes de fusion sont identiques pour les trois processus. Le « manteau primitif » est formé de 55 % d'olivine, 20 % d'orthopyroxène, 15 % de clinopyroxène et 10 % de grenat et le « manteau appauvri » de 55 % d'olivine, de 25 % d'orthopyroxène, de 15 % de clinopyroxène et de 5 % de spinelle.

Fusion à l'équilibre



"Pooling" des liquides



Fusion critique

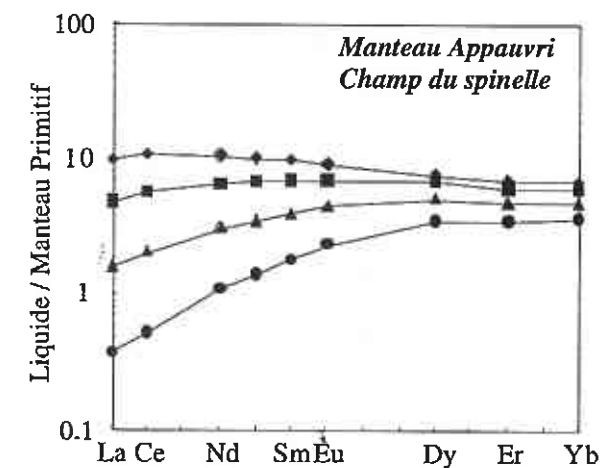
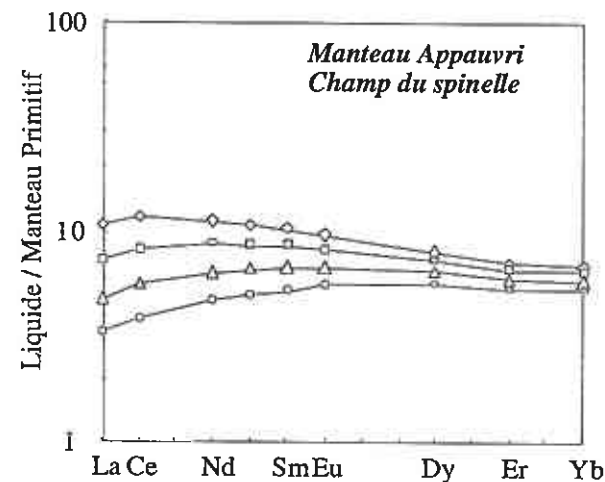
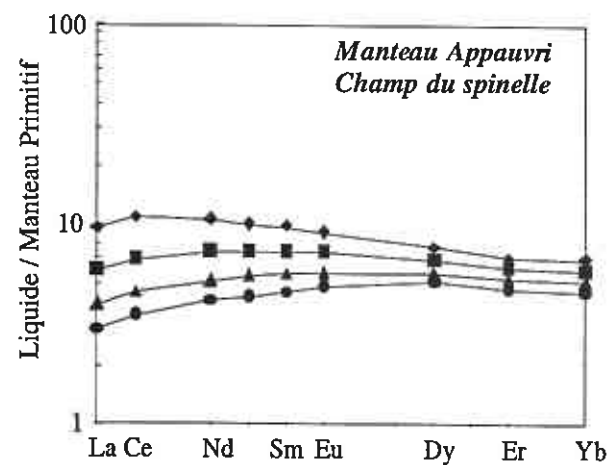
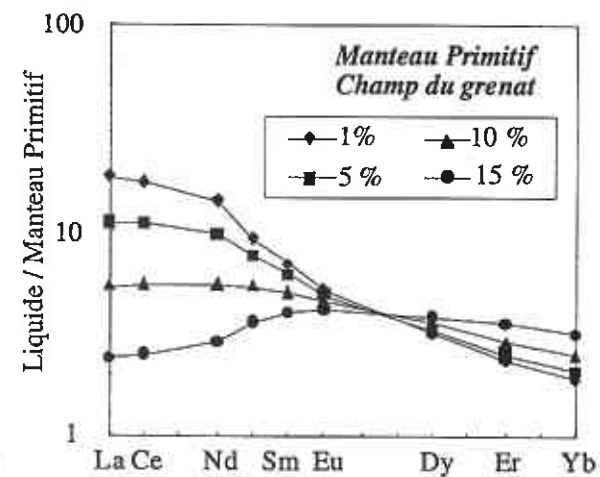


Figure 2.12 Composition de liquides calculés avec un processus de fusion à l'équilibre (colonne de gauche), un « pooling » des liquides (colonne centrale) et une fusion critique (colonne de droite) dans le champ de stabilité du grenat à partir d'une source type manteau primitif (rangée supérieure) et dans le champ du spinelle à partir d'une source type manteau appauvri (rangée inférieure).

Il apparaît que les spectres obtenus par une fusion à l'équilibre et ceux obtenus par un processus de « pooled melts » sont très peu différents, que ce soit dans le champ de stabilité du grenat, ou dans le champ de stabilité du spinelle (Fig. 2.13). Les spectres de terres rares des liquides sont enrichis en terres rares légères et appauvris en terres rares lourdes si la source contient du grenat. La pente du spectre étant dépendante du taux de fusion, plus ce taux est élevé, moins la pente est importante. Dans le champ de stabilité du spinelle, et à partir d'une source préalablement appauvrie en terres rares légères, les spectres de liquides produits montrent une pente très légère pour les taux de fusion les plus faibles (1 % sur les figures) et les plus élevés (15 % sur les figures). Pour des taux de fusion intermédiaires, les spectres peuvent être considérés comme plats. Si les allures des spectres sont identiques pour les deux types de fusion, il faut noter que les gammes de teneurs obtenues sont différentes. En effet, les gammes de variation de teneurs en terres rares légères et en terres rares lourdes, selon le taux de fusion, sont plus importantes dans un processus de fusion à l'équilibre que dans un processus de « pooled melts ».

Dans un processus de fusion critique, les spectres des liquides calculés sont plus variables. Dans le champ de stabilité du grenat, les liquides produits sont enrichis en terres rares légères et appauvris en terres rares lourdes pour des taux de fusion faible. Quand le taux de fusion augmente, les liquides deviennent appauvris en terres rares légères. Dans le cas d'une fusion dans le champ de stabilité du spinelle, les spectres produits par des taux de fusion faibles sont très comparables à ceux produits par fusion à l'équilibre ou « pooling ». Quand le taux de fusion augmente, en revanche, les liquides deviennent très appauvris en terres rares légères.

Ces trois processus ont donc, en fonction du taux de fusion, une capacité différente à fractionner les éléments incompatibles. Il faut noter que la fusion critique est le processus le plus efficace pour fractionner les terres rares entre elles, suivi par la fusion à l'équilibre. Un processus de « pooled melts » aura tendance, lui, à homogénéiser les compositions de liquides produits. Cette « efficacité relative », en fonction du taux de fusion est représentée sur la figure 2.13 pour la fusion à l'équilibre, le « pooling » des liquides et la fusion fractionnée (comme équivalent de la fusion critique).

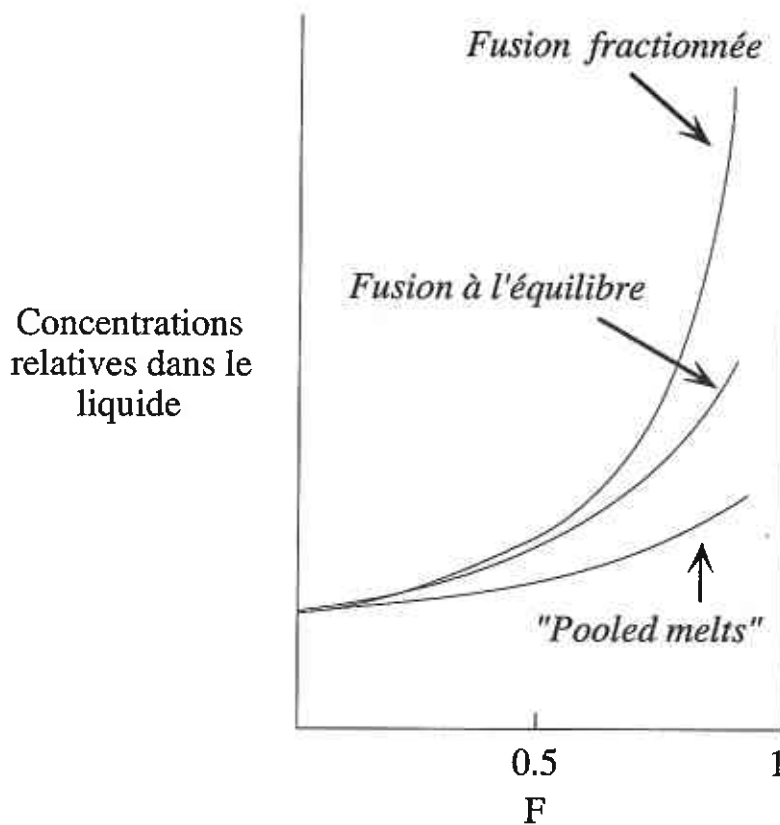


Figure 2.13 Comparaison des teneurs relatives d'un élément trace dans un liquide produit par une fusion fractionnée, une fusion à l'équilibre et un « pooling » des liquides en fonction du taux de fusion. Figure modifiée de Shaw (1970).

En résumé, nous disposons de trois processus de fusion différents : la fusion à l'équilibre, le « pooling » des liquides produits par fusion fractionnée et la fusion critique. Dans la pratique, nous utiliserons principalement la fusion critique ou le « pooling » des liquides. En effet, les études expérimentales montrent clairement que les liquides sont extraits de leurs sources mantelliques à partir de taux de fusion très faibles (Sparks (1992) et références incluses). Les liquides ne peuvent donc rester en équilibre avec le solide résiduel pendant l'intégralité des épisodes de fusion. Nous avons donc considéré que les processus de fusion fractionnée reflétaient plus fidèlement la réalité.

3. *Petrogenesis of Picrites from the Caribbean Plateau and the North Atlantic Magmatic Province*

S. Révillon, N.T. Arndt, E. Hallot
Géosciences Rennes UPR-CNRS 4661, Campus de Beaulieu
35042 Rennes cedex, France

A. C. Kerr, J. Tarney
Department of Geology, University of Leicester, Leicester LE1 7RH, UK

LITHOS, vol 49, issue 1-2, 41-61

Abstract

We studied the petrography, mineralogy and geochemistry of picrites from three different regions: the island of Curaçao which forms part of a Cretaceous oceanic plateau; Iceland, an active hot spot on the mid-Atlantic ridge; and the early Tertiary volcanic margin off the coast of Greenland, which formed during the rifting that created the Atlantic ocean. Using the compositions of olivine phenocrysts and relations between MgO and FeO, Al_2O_3 and Ni, we estimated compositions of parental liquids and the proportion of accumulated olivine in each rock. Picrites from Curaçao formed mainly from a liquid with about 12 wt % MgO and they contain up to 55 wt % excess olivine in the form of phenocrysts. A small proportion of more forsterite-rich olivine grains are xenocrysts from a more magnesian source. Picrites from Iceland formed from a liquid with about 12 wt % MgO, but they contain both olivine and plagioclase in the accumulated assemblage. Picrites from the Greenland volcanic margin formed from a liquid that was distinctly more magnesian, with up to 20 wt % MgO. In some of these rocks the proportion of accumulated olivine was minimal and in these the whole-rock composition is roughly equivalent to the liquid composition. The picrites from the three areas formed under different conditions and through contrasting melting processes. The Curacao picrites derive from pooled liquids formed through moderate degrees of melting at moderate depths beneath a relatively old and thick oceanic lithosphere. Iceland picrites, on the other hand, formed through advanced fractional melting of mantle that ascended almost to the base of the crust at the mid-ocean spreading center. An unusual combination of relatively high concentrations of incompatible trace elements and high MgO indicates that the Greenland picrites formed by relatively low degrees of melting at greater depths in the mantle.

Keywords:

Picrite, Basalt, Magma composition, Caribbean plateau, North Atlantic Igneous Province, Geochemistry.

3.1. Introduction

There are two commonly used definitions of the term “picrite”. The first is a petrographic definition, according to which a picrite is a mafic volcanic rock rich in olivine grains. The second is based on chemical criteria and was proposed by the Commission on the Systematic of Igneous Rocks (Le Maitre, 1989). In this definition a picrite is a volcanic rock with $\text{SiO}_2 < 47$ wt %, total alkalis < 2 wt % and $\text{MgO} > 18$ wt %. Both definitions make no mention of the origin of the rock, which poses a practical problem because there is a common perception that picrites form from MgO-rich magmas. Although this is sometimes the case, it is not always true: a rock fitting both the petrographic and chemical definitions of picrite can form by accumulation of olivine from a liquid of basaltic composition. Furthermore, the accumulated olivines may be phenocrysts that formed through crystallization of the host liquid (crystallisates, in the terminology of Cox, 1987), or xenocrysts from a foreign source. It is therefore essential, when studying the petrogenesis of picrites, to establish by independent means the composition of the parental liquids and the origin(s) of the olivine grains.

In this paper we compare the petrological and geochemical characteristics of picrites from three regions; Curacao in the Caribbean, Iceland in the North Atlantic and the volcanic margin off the coast of Greenland. We use our estimates of the composition of the parental liquids to infer the conditions of melting that gave rise to these rocks, and then apply this information to provide some constraints on the tectonic processes in each area. We show that although the rocks from all regions correspond to the petrographic definition of picrites, only one comes from a highly magnesian liquid.

3.2. Geological Background

The Caribbean oceanic plateau, with a total area of about $6 \times 10^5 \text{ km}^2$, underlies most of the Caribbean basin (Fig. 1a). The crust within this region varies from 8 km to > 20 km thick (Mauffret and Leroy, 1997), well in excess that of “normal” oceanic crust. Many authors accept that the Caribbean plateau formed about 87-90 Ma ago in the eastern Pacific as a result of melting within the head of a plume that is linked to the currently active Galapagos hotspot (Burke, 1988; Duncan and Hargraves, 1984; Sinton et al., 1998). Through eastward movement of the Farallon plate, the northern part of the plateau was tectonically emplaced between the two American plates. The plateau was too hot and buoyant to be subducted. In places where it collided with continental crust, as in central America and along the western coast of South America, it was obducted onto, or incorporated into newly accreted portions of the Caribbean plate (Kerr et al., 1996b).

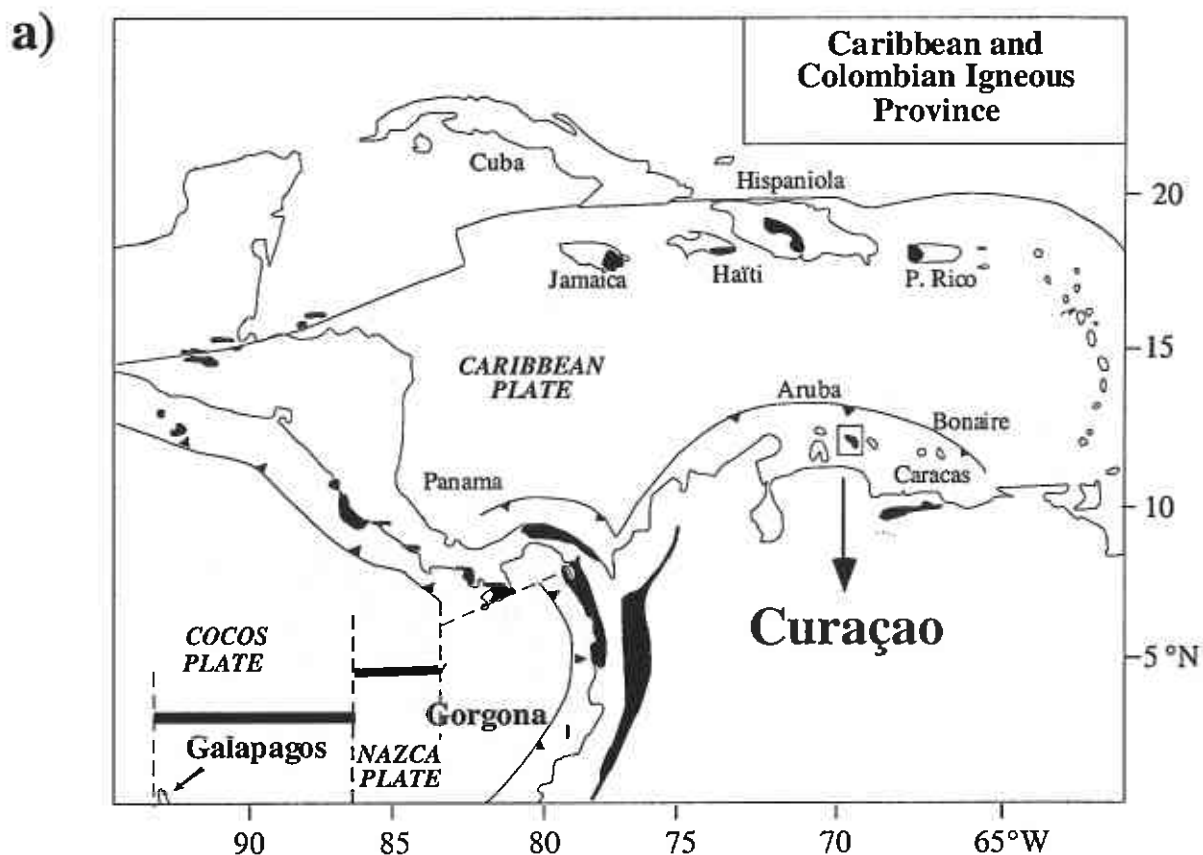


Figure 3.1 a - Schematic map of the Caribbean Large Igneous Province. Black areas are the accreted parts of the océanic plateau.

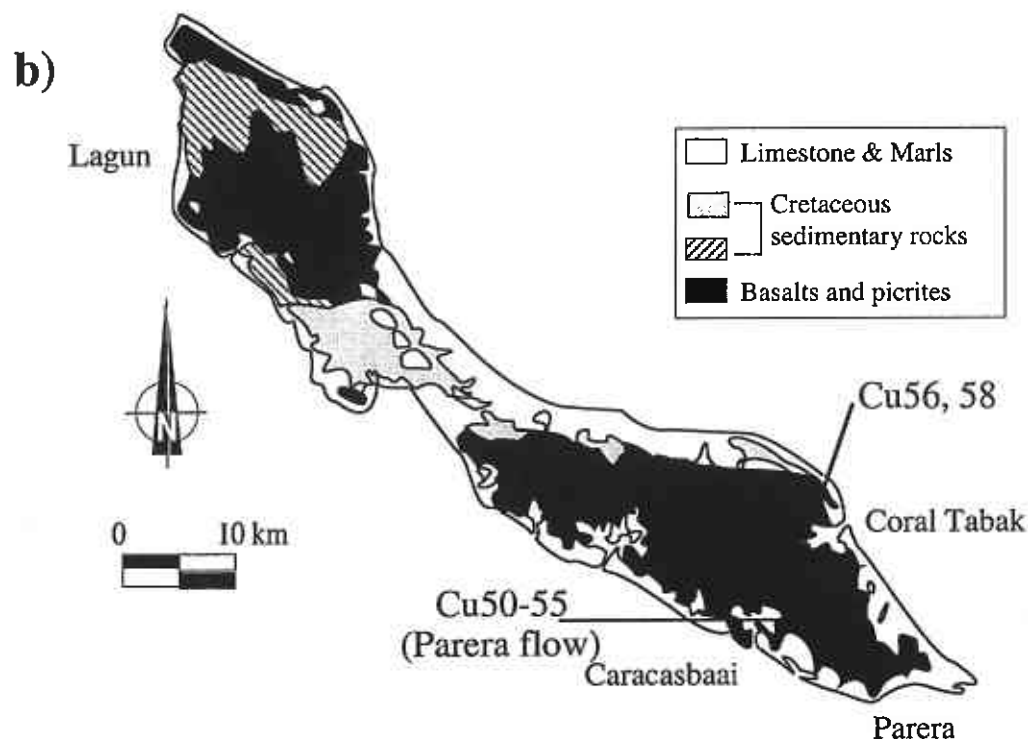


Figure 3.1 b - Geological map of Curaçao island (modified after Kerr et al, 1996a). Samples are located: Cu50-55 from the Parera flow and Cu56, 58: other samples.

The island of Curaçao is located 70 km off the Venezuelan coast (Fig. 1b). It is composed mainly of a Cretaceous volcanic succession, the Curaçao Lava Formation, capped by Cretaceous to Quaternary calcareous sedimentary rocks (Klaver, 1987; Kerr et al., 1996a). The Curaçao Lava Formation is a 5 km thick submarine lava pile comprising mainly picrite and olivine basalt at the base and evolving to plagioclase- and pyroxene-phyric pillow basalt towards the top. Picrites represent about 20 vol% of the lower part of the Curaçao lava formation.

In this study we analyzed picrite and basalts from the Parera flow, a 50 m thick massive unit that outcrops in the eastern part of the Parera Isthmus. Most of the flow is composed of porphyritic rocks extremely rich in olivine phenocrysts, but olivine-poor gabbros are also found in the uppermost parts (Klaver, 1987). Our data from the Parera flow were supplemented by those from thinner picritic flows, which also come from the southeastern part of the island (Klaver, 1987; Kerr, et al., 1996a).

The North Atlantic Volcanic Province covers a total area $>1.3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (Coffin and Eldholm, 1993 ; Saunders et al., 1997) between Greenland and Norway (Fig. 2). Its formation is commonly attributed to the melting of a large mantle plume which arrived at the base of the continental lithosphere around 63 Ma ago, just before the rifting that led to the formation of the North Atlantic Ocean (White, 1988). Thinning of the lithosphere as rifting proceeded then led to the eruption of a large volume of volcanic rock that is now preserved in a seaward-dipping reflector sequence (Saunders et al., 1996,1997). Volcanism continues to the present day on Iceland.

We studied picrites from two parts of the province, from the Reykjanes Peninsula in Iceland and from submerged parts of the volcanic margin that were sampled during Leg 152 of the Ocean Drilling Program. The locations of both sites are shown in Fig. 2. Picritic volcanism on Iceland is restricted to active rift zones, particularly on the Reykjanes Peninsula in the southwest of the island and represents small volume compared to tholeiitic volcanism. Our picrites and basalts were collected near the village of Grindavik in the southernmost part of the peninsula.

Samples recovered during Leg 152 encompass the transition from continental flood basalts (Hole 917 A, Lower and Middle Series) to voluminous oceanic magmatism (Hole 917A, Upper Series) (Fitton et al., 1998a, 1998b). We focused our attention on the picrites and olivine basalts of the Upper Series, which is the first unit of clear oceanic affinity, and the first with little or no continental crust contamination. Picrites were described in 5 units on 34 within the Upper Series.

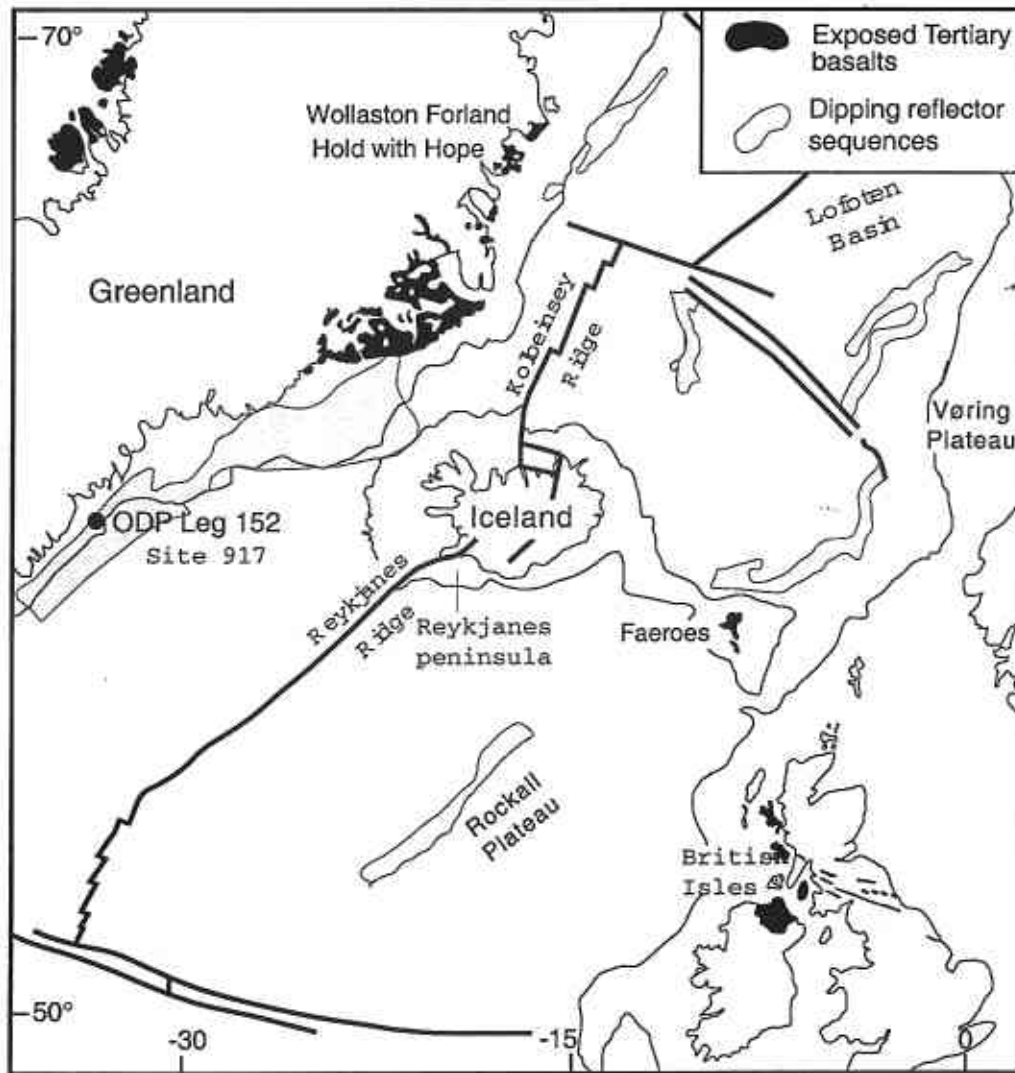


Figure 3.2 Schematic map of the North Atlantic Magmatic Province (modified from Larsen et al. (1994).

3.3. Petrography and Mineral Compositions

3.3.1. Curaçao

Picrites of the Parera flow can be divided into two groups on the basis of textures in the matrix. Both groups contain abundant (55 to 65 % vol) olivine phenocrysts. In the first group (samples Cu52 and Cu55), these phenocrysts are set in a mesostasis of highly skeletal clinopyroxene and glass; in the second (samples Cu50, Cu53 and Cu54) the matrix has a coarse equigranular texture and contains olivine, clinopyroxene, plagioclase and spinel (Table 1b). Olivine is partially to completely replaced by serpentine but clinopyroxene and plagioclase are less altered. Sample Cu51, from the upper part of the Parera flow, is a basalt with clinopyroxene microcrysts, plagioclase microlites and opaque minerals. We also analyzed two additional basalt samples, one from a pillow lava (Cu58), the other from a dyke (Cu56).

Olivine grains show a bimodal size distribution: (a) a population of large phenocrysts with an average size of ~3 mm which makes up about 15 % vol of most samples; (b) smaller grains (40-50 % vol), range in size from close to 3 mm to less than 0.1 mm and occur as phenocrysts or form part of the matrix. The olivine grains are euhedral to rounded. Many of the larger grains are grouped in clusters of 3 to 10 grains. Some of the larger grains show undulating extinction and sub-grain boundaries. Compositions range from Fo₉₁ in the cores to Fo₈₃ at the margins, with a pronounced maximum at Fo₈₈ (Fig. 3, Table 1a). The most magnesian compositions were measured in some of the largest grains. Nickel contents range from 1000 to a little over 3000 ppm, with a frequency maximum at about 2500 ppm.

Pyroxenes in the upper part of the flow form skeletal, needle-shaped crystals with diopside compositions (Wo₄₉-En_{36.6}-Fs_{14.3}). In the lower part of the flow, the pyroxene is subhedral to anhedral and has a less calcic, augitic composition (Wo₃₇-En_{45.5}-Fs_{16.9}). This pyroxene coexists with subhedral to anhedral plagioclase An₇₆ (Table 1a). Euhedral dark brown Ti-rich **chromite** occurs mainly as inclusions in olivine.

	Cu52		Cu52		Cu52		Cu50	
	Larger Olivine Core	Rim	Smaller Olivine Core	Rim	Pyroxene Glass		Pyroxene Plagioclase	
SiO ₂	40.79	40.75	40.92	40.63	45.8	53.4	47.9	48.9
TiO ₂					1.4	0.9	1.6	
Al ₂ O ₃		0.1	0.15		10.5	18.3	4.7	30.1
FeO	9.64	11.47	11.62	12.12	8.1	6.6	10.5	0.7
MnO	0.17	0.2	0.22	0.20	0.2		0.2	
MgO	49.40	47.10	46.68	46.36	11.7	1.1	15.9	0.3
CaO	0.39	0.33	0.31	0.35	21.6	9.9	18.2	15.9
Na ₂ O					0.3	1.4	0.3	2.7
K ₂ O						0.6		
Cr ₂ O ₃	0.10	0.14			0.7			
NiO	0.38	0.32	0.31	0.30				
Total	100.99	100.44	100.39		99.8	92.5	99.6	99.6
	Fo _{90.12}	Fo _{87.98}	Fo _{87.75}	Fo _{87.21}	Wo ₄₉ En _{36.6} Fs _{14.3}		Wo ₃₇ En _{45.5} Fs _{16.9}	An _{76.3}

Table 3.1 a- Selected mineral compositions from Curaçao picrites Cu 50 and Cu52. Electron microprobe analyses were carried out at IFREMER in Brest on a CAMEBAX SX50. Most analyses were made using standard operating conditions (counting time 6 sec), except for a final round of measurements in which counting times were increased in order to improve precision and accuracy of the olivine analyses (counting time 36 sec).

Sample	Cu 52, 55	<i>s.d.</i>	Cu 50, 54	<i>s.d.</i>
Larger olivine crystals	9.9	<i>1.2</i>	9.8	<i>0.2</i>
Serpentine	6.4	<i>1.6</i>	3.3	<i>0.3</i>
Spinel	2.5	<i>0.6</i>	0.5	<i>0.2</i>
Smaller olivine crystals	32.3	<i>3.7</i>	25.5	<i>0.3</i>
Serpentine	12.2	<i>0.8</i>	16.5	<i>0.5</i>
Spinel	2.3	<i>0.7</i>	0.6	<i>0.1</i>
Mesostasis Pyroxene+Plagioclase+Serpentine	34.5	<i>0.4</i>	43.9	<i>0.4</i>
Total	100.1		100.1	
Phenocryst (%)				
Large olivine	16.9		14.8	
Small olivine	46.4		46.4	

Table 3.1 b- Average modal composition of Curaçao picrites obtained by point counting. Each sample has been counted 4 times on 4 different thin sections of standard size and each round consisted in 3000 points. Samples are averaged and standard deviations are in italics. In the first group (Cu52 and 55), “mesostasis” represent the assemblage of glass and skeletal pyroxene; in the second group (Cu50-54) pyroxene, plagioclase and serpentine are counted together as equivalent to the mesostasis. Sample Cu53 was too altered to be counted.

3.3.2. Iceland

Our samples from Iceland picrites are highly vesicular, porphyritic lavas. These rocks are very heterogeneous and the proportions of phenocryst and the texture of the matrix vary markedly from one sample to one another, within a single sample, or even in different parts of a thin section (Table 2b). Although olivine is the most abundant phenocryst phase, it is accompanied by abundant plagioclase and rare clinopyroxene. All three phenocryst phases occur as isolated grains, but a large proportion of both olivine and plagioclase form aggregates, 2 to 8 mm across, each containing several grains (Table 2b). The mesostasis consists of plagioclase microlites, olivine and clinopyroxene microcrysts, minor spinel and glass. The basalts B1 and B2, are sparsely porphyritic microlitic lavas. They contain less than 5 vol% olivine and more abundant plagioclase and clinopyroxene phenocrysts than the picrites, in a mesostasis of plagioclase, clinopyroxene, minor spinel and glass.

Olivine is the dominant phase in the picrites (20-30 vol%) (Table 2b). Three types can be distinguished: (a) isolated phenocrysts, (b) aggregated phenocrysts and (c) olivine microcrysts from the mesostasis. Isolated phenocrysts are euhedral and range from 0.5 to 3 mm in size. Olivine grains in aggregates are larger (1 to 7 mm) and commonly show undulating extinction, kink bands, corrosion embayments and irregular grain boundaries. Compositions range from Fo₉₀ to Fo₈₈ except for rare, thin, more Fe-rich rims (Fo₈₅₋₈₆). Olivine in the mesostasis is anhedral (0.1 to 0.3 mm) and has a slightly more Fe-rich composition (Fo₈₄ to Fo₈₆) (Table 2a). These compositions are in agreement with those of Hansteen (1991) who reported compositions ranging from Fo₈₃ to Fo₉₁ in the phenocrysts and Fo_{85.5} to Fo_{87.5} in the xenocrysts.

As olivine, **plagioclase** occurs as isolated, euhedral phenocrysts (1 to 2 mm), as large (2-5 mm) grains in aggregates with olivine, and as microlites in the mesostasis. The aggregated grains show twinning in two directions, irregular grain boundaries or corrosion embayments. They are zoned with chemical composition ranging from An₉₀ to An₈₄ (cores) and An₈₀ to An₇₆ (rims). There is no chemical distinctions between isolated and aggregated grains. Groundmass microlites are <0.2 mm and range in composition from An₇₀ to An₆₄. Rare (<1 % vol) euhedral grains of **clinopyroxene** have a diopside composition (Table 2a). Dark brown **chromite** (<<1 % vol) occurs as euhedral inclusions in phenocrysts and isolated grains in the matrix.

	Olivine			Plagioclase			Pyroxene
	Phenocryst Core	Rim	Matrix crystal	Phenocryst Core	Rim	Matrix crystal	
SiO ₂	40.5	40.33	39.55	45.54	47.96	50.89	48.56
TiO ₂							1.26
Al ₂ O ₃				33.84	31.15	29.508	7.71
FeO	10.45	10.99	13.70	0.53	0.61	0.82	7.11
MnO	0.21	0.17	0.30				0.28
MgO	48.55	48.43	46.26	0.23	0.33	0.206	12.31
CaO	0.37	0.44	0.41	18.66	16.54	14.29	21.99
Na ₂ O				1.22	2.48	4.06	0.33
Cr ₂ O ₃							0.54
Total	100.49	100.73	100.54	100.078	99.252	100.041	100.219
	Fo _{89.22}	Fo _{88.7}	Fo _{85.75}	An _{89.43}	An _{78.65}	An _{66.03}	Fs _{13.8} En _{37.9} Wo _{48.2}

Table 3.2 a- Selected mineral compositions from Iceland picrites. Analytical technique as in Table 1a.

Sample	P1	(3)	P1 B	(3)	P2	(2)	P2 B	(4)
Olivine	28.8	4.1	23.5	0.7	27.5	1.7	16.9	2.7
Clinopyroxene	1.8	2.7	0.3	0.4	0.2	0.3	0.0	0.0
Plagioclase	1.9	1.1	18.5	1.2	3.6	0.7	12.0	0.5
Spinel	2.1	0.9	0.8	0.7	0.8	0.2	2.4	0.4
Mesostasis	65.4	1.6	56.8	1.8	68.3	2.1	68.4	2.8
Total	99.9		99.8		99.8		99.7	
Aggregates (%)	5		30		5		10	
Phenocrysts (%)	38		56		36		32	

Table 3.2 b- Average modal composition of Iceland picrites (P1 and P2) obtained by point counting. Each sample was counted on two different thin sections of standard size (P1 and P1B; P2 and P2B). Samples P1 and P1B have been counted 3 times; sample P2, two times and P2B, four times; each round consists in 3000 points. Standard deviations are in italics. "Aggregates" (glomerocrysts) represent the proportion of aggregated olivine + plagioclases compared to the total proportion of phenocrysts. The heterogeneity within the samples can be noted, as demonstrated by differences between thin sections of the same sample.

3.3.3. ODP Leg 152

These samples have been described in detail by Demant (1998). Picrites from the Upper Series, hole 917A, are porphyritic, with olivine as the only phenocrystic phase.

Olivine grains are relatively small (2 to 0.2 mm), but abundant (25-50 % vol), and commonly contain chromite inclusions. The mesostasis consists of subophitic grains of clinopyroxene enclosing plagioclase laths. Glass is never abundant (<6 % vol). Due to intensive alteration, olivine has been analysed only in Unit 32B. The range in composition is much larger than in the picrites from the other regions, from Fo_{92.5} to Fo_{77.5} (Fig. 3). Composition correlates with grain size and habit: the large equant olivine phenocrysts are the most magnesian (Fo_{92.5} to Fo_{90.2}), elongated platy olivines are slightly less magnesian (Fo_{90.7} to Fo_{87.5}) and the smallest crystals range from Fo₈₅ to Fo_{77.5} (Demant, 1998 ; Demant, unpublished data). Nickel contents range continuously from 1200 to 4500 ppm.

Plagioclase compositions range from An_{78.6} to An_{67.1} and the **pyroxene** (augite) from Wo_{44.7}-En_{43.9}-Fs_{11.4} to Wo_{39.1}-En_{39.5}-Fs_{21.4} (Demant, 1998).

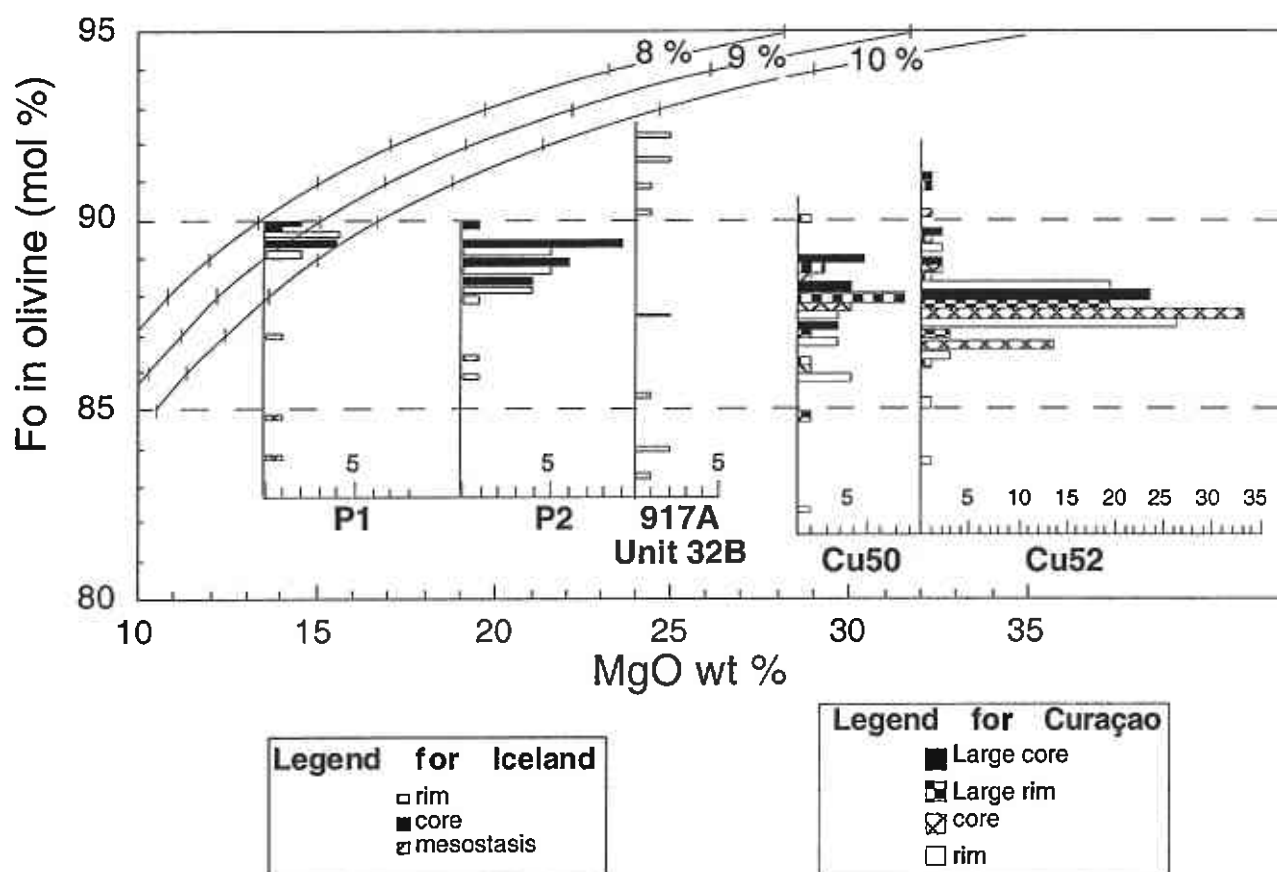


Figure 3.3 Forsterite content of olivine of two Curaçao picrites (Cu50 and Cu52), two Iceland picrites (P1 and P2) and one Leg 152 picrite (Unit 32B) versus MgO of the whole rocks (in wt %). The curves represent the liquid MgO content calculated from the Fo content of olivine in equilibrium with liquids containing 8, 9 and 10 wt % FeO. They have been calculated using a partition coefficient of 0.33. Frequency histograms illustrate the relation between olivine habit and composition. The liquid MgO content can be read directly from the histogram peak. $Fo = 100 * (Mg / (Mg + Fe))$. Data for Leg 152 picrite are from Demant (1998) and Demant (unpublished data). The lack of data prevented us from distinguishing different olivine habits in Leg 152 picrites.

3.4. Geochemical data

3.4.1. Analytical techniques

X-ray fluorescence analyses were carried out at the University of Rennes 1. Major elements were measured in fused discs with relative errors of less than 2 % except for the minor oxides (5-10%); trace elements (Cu, Zn, Co, V, Ni, Cr, Ga) were determined in pressed powder pellets with a precision of 2 % for elements with concentrations >100 ppm and ~10 % for elements with 10-100 ppm. Other trace elements (Sr, Rb, Ba, Th, Pb, Nb, Zr, Y, Sc, Hf, Ta, U, Cs) and the Rare Earth Elements (REE) were determined by ICP-MS at the University of Montreal using techniques described by Lahaye and Arndt (1996). Nd isotopic compositions were measured on a Finnigan-MAT 262 at the University of Rennes 1 using a $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ total spike technique. Neodymium concentrations were obtained in static mode and isotopic compositions were determined in triple-peak-jumping mode. Blanks for Nd and Sm were both < 150 pg. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ is normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ to $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm}=0.56081$. The procedure gave a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value of 0.511972 ± 7 (2 σ) for the AMES standard, in good agreement with the recommended value of 0.511966.

3.5. Major and trace elements and isotope compositions

3.5.1. Curaçao

Our analyses of Curaçao picrites and basalts (Table 3) are plotted in variation diagrams in Fig. 4, together with the data of Kerr et al. (1996a). The two types of rocks fall in separate fields and define different trends. The picrites plot on linear arrays that can be attributed to the fractionation or accumulation of olivine plus chrome spinel; the basalts, in contrast, plot either as compact groups (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO) or show a wide range of concentrations at approximately constant MgO contents (TiO_2 , Zr, Ce). Although some basalts may be related to the picrites by direct fractionation (e.g. Cu51 from the upper part of the Parera flow), intersecting trends in the Ce and Zr diagrams rule out a simple fractional crystallization relationship between the two groups of rocks.

Because the samples are altered to a greater or lesser extent, we base our discussion on the more immobile elements such as the REE or high field strength elements (HFSE). Abundances of incompatible trace elements are very low in the picrites and higher in the basalts. Both picrites and basalts have nearly flat chondrite-normalised REE patterns (Fig. 7) but heavy rare earth elements (HREE) are slightly depleted in the picrites ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.2$).

The Nd isotopic compositions of picrites Cu50 and Cu52 and basalt Cu58 (Table 4, Fig. 8) are consistent with previously published data (Kerr, et al., 1996a, 1996b, 1997b). The range of isotopic compositions is relatively restricted but the isotope ratio of the basalt is higher than that of the picrites ($\epsilon_{\text{Nd}} +5.6$ and $+6.3$ for picrites cf. $+7.2$ for the basalt).

	CURACAO								ICELAND			
Sample	Cu52	Cu55	Cu50	Cu54	Cu53	Cu51	Cu56	Cu58	P1	P2	B1	B2
SiO ₂	43.38	43.92	45.23	45.50	45.81	51.29	51.37	52.23	47.11	45.84	48.62	49.19
TiO ₂	0.43	0.47	0.54	0.55	0.68	1.08	1.27	1.22	0.54	0.35	1.47	1.66
Al ₂ O ₃	5.90	6.29	7.35	7.49	8.84	14.44	13.58	14.15	14.98	13.44	14.89	15.21
Fe ₂ O ₃	11.94	11.98	12.07	12.00	12.08	11.67	12.90	12.33	9.64	9.42	12.50	12.75
MnO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.11	0.18	0.20	0.19	0.16	0.15	0.20	0.20
MgO	31.91	31.31	28.64	28.50	26.26	7.45	7.12	7.37	13.49	18.85	8.34	5.88
CaO	5.96	5.56	5.75	5.61	6.15	10.60	11.39	11.29	12.67	10.79	12.17	12.62
Na ₂ O	0.18	0.20	0.17	0.10	0.00	3.01	2.04	2.05	1.32	1.11	1.93	2.06
K ₂ O	0.07	0.05	0.02	0.03	0.01	0.18	0.03	0.07	0.03	0.01	0.19	0.22
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.08	0.10	0.09	0.04	0.03	0.15	0.19
LOI	5.30	5.10	5.15	6.25	7.89	1.64	0.58	2.07	0.43	-0.52	-0.74	0.11
Mg#	84.1	83.8	82.45	82.46	81.14	55.84	52.21	54.2	73.6	79.9	56.9	47.7
Cu *	47	50	56	56	63	125	154	154	99	79	146	124
Zn *	75	79	75	76	74	69	82	77	61	57	91	96
Co *	111	111	106	105	94	44	47	46	55	68	48	45
V *	96	110	123	130	129	362	419	389	186	137	324	356
Ni *	1701	1641	1422	1397	1250	81	69	85	370	593	121	78
Cr *	3368	3300	2972	2916	2766	172	112	211	898	1531	274	180
Sr	59.47	100	30.66	18.51	7.40	273.25	84.19	803.81	80.88	59.46	181.76	201.11
Rb	2.33	2.54	1.09	2.35	0.21	2.29	0.30	0.74	0.61	0.21	3.47	4.50
Ba	15.48	24.53	8.03	2.59	0.84	24.43	9.42	21.47	9.43	3.30	52.38	72.52
Ga *	6	6	8	9	9	15	17	16	13	11	18	19
Th	0.17	0.12	0.14	0.13	0.15	0.22	0.33	0.27	0.08	(0.86)	0.45	0.64
Pb	0.19	0.17	0.19	0.27	0.13	0.26	0.15	0.25	0.24	0.16	0.54	0.62
Nb	1.63	1.77	2.04	2.05	2.24	4.03	4.85	4.58	1.33	0.49	9.59	13.74
Zr	22.58	24.46	28.45	28.70	30.69	50.12	66.26	60.48	22.40	11.12	85.65	99.84
Y	7.95	8.64	10.16	10.25	9.82	19.57	25.01	23.29	14.85	11.90	23.99	25.69
Sc	25.37	27.17	28.23	28.88	31.75	45.93	49.24	46.52	38.03	33.27	42.03	42.16
Hf	0.57	0.62	0.71	0.74	0.77	1.34	1.75	1.61	0.65	0.39	2.07	2.39
Ta	0.12	0.14	0.15	0.14	0.16	0.30	0.36	0.34	0.10	0.04	0.64	0.92
U	0.05	0.04	0.04	0.05	0.03	0.07	0.11	0.09	0.02	(0.36)	0.14	0.18
Cs	0.06	0.03	0.12	0.25	0.06	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04	0.06
La	1.37	1.41	1.77	1.72	1.67	2.68	3.60	3.21	1.20	0.72	7.11	9.53
Ce	3.53	3.71	4.49	4.39	4.57	7.02	9.50	8.65	3.22	1.83	17.54	22.79
Pr	0.53	0.56	0.66	0.63	0.69	1.11	1.48	1.35	0.53	0.30	2.51	3.19
Nd	2.66	2.81	3.34	3.36	3.47	5.65	7.46	6.91	2.92	1.69	11.83	14.61
Sm	0.81	0.88	1.05	1.03	1.10	1.86	2.45	2.24	1.14	0.76	3.23	3.77
Eu	0.30	0.33	0.39	0.39	0.32	0.73	0.89	0.83	0.50	0.35	1.18	1.33
Gd	1.08	1.18	1.39	1.37	1.45	2.59	3.32	3.07	1.75	1.31	3.95	4.47
Tb	0.19	0.21	0.25	0.24	0.25	0.47	0.60	0.57	0.34	0.25	0.66	0.73
Dy	1.20	1.33	1.56	1.54	1.60	3.08	3.89	3.56	2.28	1.76	4.06	4.37
Ho	0.26	0.29	0.34	0.34	0.35	0.67	0.85	0.79	0.52	0.40	0.84	0.92
Er	0.71	0.81	0.91	0.94	0.94	1.90	2.39	2.25	1.43	1.15	2.23	2.42
Tm	0.12	0.13	0.15	0.15	0.15	0.31	0.39	0.36	0.23	0.18	0.35	0.37
Yb	0.75	0.83	0.94	0.94	1.00	1.96	2.52	2.30	1.48	1.19	2.25	2.34
Lu	0.11	0.13	0.14	0.15	0.14	0.31	0.38	0.36	0.23	0.18	0.33	0.35

Table 3.3 Major and trace element analyses of Curaçao and Iceland samples. Major and trace elements with * by XRF; other trace elements by ICP-MS. All analyses are reported on a volatile free basis.
Mg# = 100 * Mg / (Mg + total Fe).

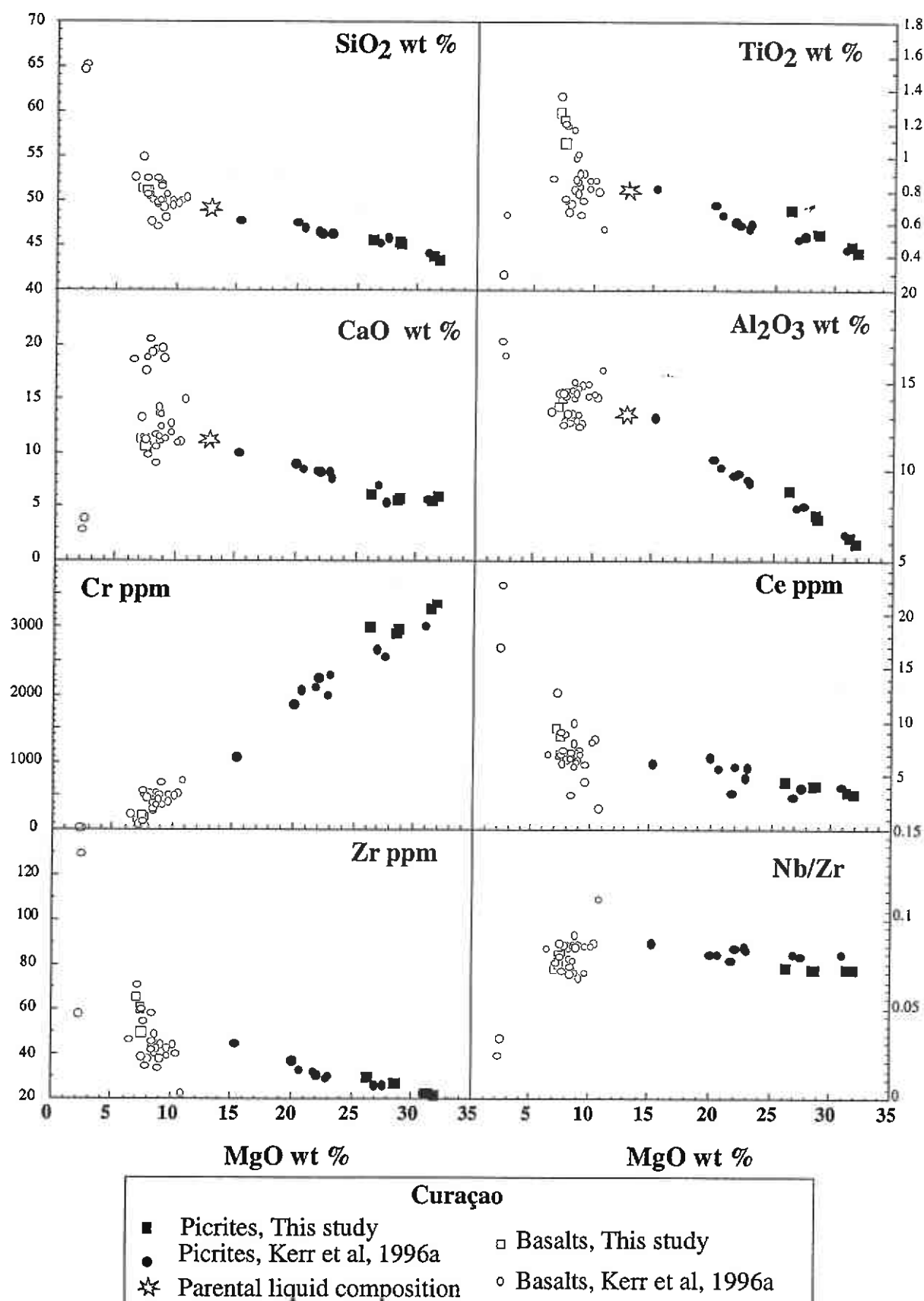


Figure 3.4 Variations of major and trace elements of Curaçao picrites and basalts. Star represents our calculated parental liquid composition.

3.5.2. Iceland

The picrites have relatively low MgO contents (13.5 wt % and 19 wt %) compared to the Curaçao picrites. They have the low alkali-element (1-2 wt %) and the low TiO₂ contents (<1 wt %) and fit the chemical definition of picrites (Fig. 5, Table 3). On variation diagrams most elements define linear trends with a change of slope at the picrite-basalt transition (Fig. 5). With decreasing MgO, there is an increase of SiO₂, alkalis and TiO₂. Al₂O₃ increases slightly to reach a maximum at about 9-10 wt % MgO, then decreases in the basalts. To a first approximation, these trends can be attributed to the fractionation and/or accumulation of olivine plus minor chromite and plagioclase.

Abundances of incompatible elements are very low in the picrites and higher in the basalts. The picrites are relatively depleted in the most incompatible elements, as indicated by low Nb/Zr and La/Sm ((La/Sm)_N = 0.6). HREE patterns are flat in the picrites but display a slight slope ((Gd/Yb)_N = 1.41-1.53) in the basalts (Fig. 7).

The isotopic compositions (Table 4, Fig. 8) are consistent with previously published data on the Reykjanes Peninsula (references listed in Fig. 5). The picrites have a more depleted signature and higher ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd than the basalts.

3.5.3. Leg 152

Samples recovered during Leg 152 have been analyzed and studied by Fitton et al. (1995, 1998a,b). In this study we treated all analysed basalts and picrites from the Upper Series of hole 917A. The Picrites have high MgO contents, between 14 and 27 wt %, FeO from 8 to 10 wt %, TiO₂ from 0.8 and 1.8 wt % and Al₂O₃ from 10.5 to 13 wt %. Compared to the Iceland samples, picrites from Leg 152 have similar Cr contents, high Zr and Ce contents and low Nb/Zr ratios (Fig. 5).

All analyzed samples show moderate depletion of both HREE and LREE (Fig. 7). Picrites have lower REE contents than basalts and samples (e.g. 12R) from the top of the succession are more depleted in LREE than samples from the base (e.g. 20R).

Isotopic compositions of Leg 152 samples have been measured by Fitton et al. (1998b). Of the Upper Series rocks, picrites have a more enriched signature than basalts (lower ε_{Nd}). The exception is a basalt sample from core 13R-5 which has a low ε_{Nd} value (0.49) that is attributed to crust contamination (Fitton, 1998b) (Fig. 8). Picrite and basalts have similar Sm/Nd ratios with a decrease toward the top of the succession.

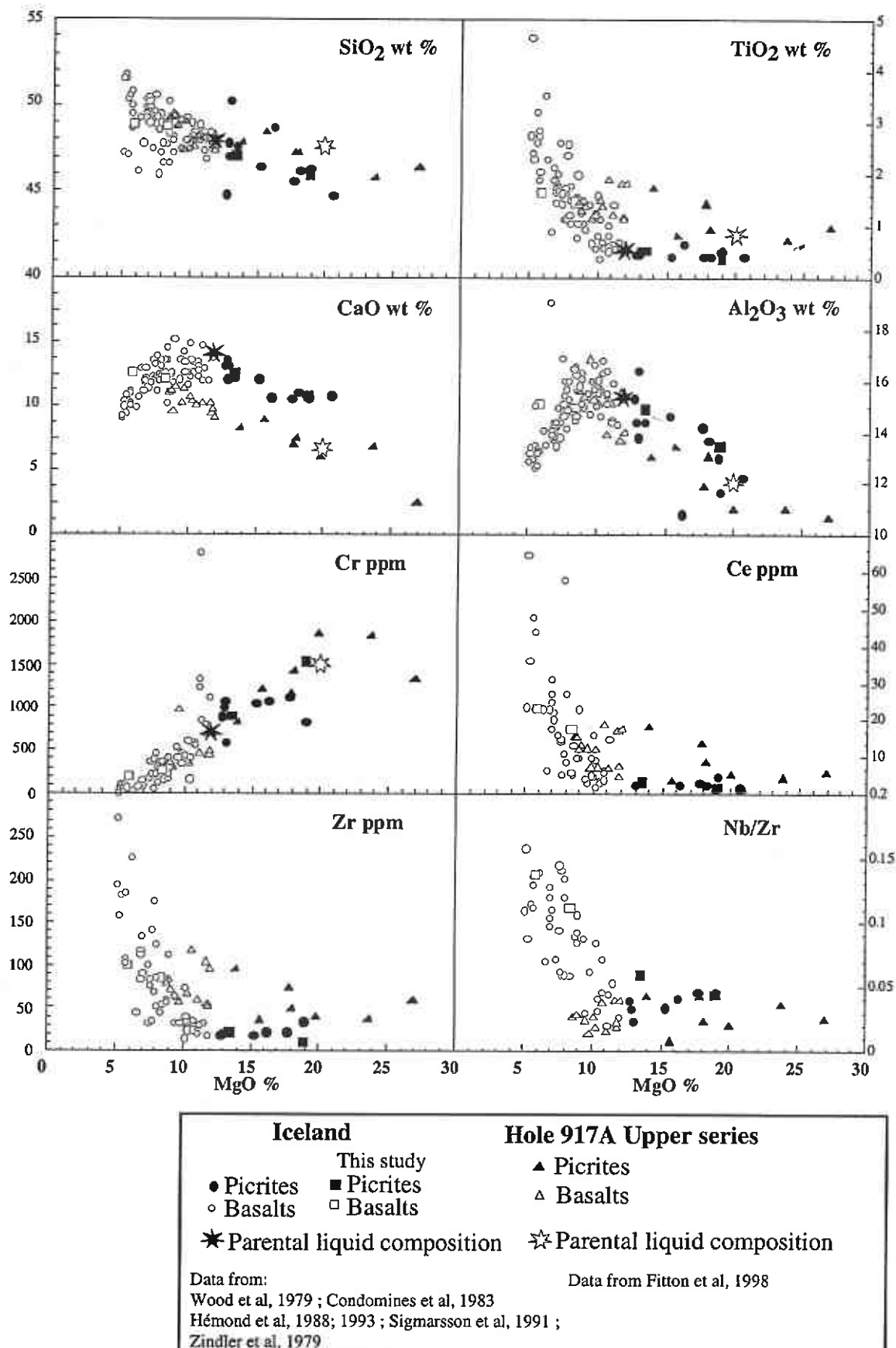


Figure 3.5 Variations of major and trace elements of Iceland and Leg 152 (Hole 917A, Upper Series) picrites and basalts. The filled star represents our calculated parental liquid composition for Iceland (MgO = 12 wt %); open star represent liquid estimated for Leg 152 (MgO=20wt %).

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon \text{ Nd (0)}$	$\epsilon \text{ Nd (T=88 Ma)}$
Curaçao						
Cu50	0.735	2.34	0.512924 ± 8	0.1897	+ 5.58	+ 5.66
Cu52	0.925	2.93	0.512958 ± 8	0.1909	+ 6.25	+ 6.32
Cu58	2.173	6.56	0.513009 ± 8	0.2003	+ 7.23	+ 7.19
Iceland						
P1	1.160	2.95	0.513072 ± 8	0.2373	+ 8.48	
P2	0.715	1.33	0.513053 ± 7	0.3246	+ 8.10	
B1	3.112	11.21	0.513042 ± 8	0.1678	+ 7.90	

Table 3.4 Nd isotopic compositions of Curaçao and Iceland samples.

3.6. Liquid compositions and proportion of accumulated olivine

To establish the nature of the picrites from the North Atlantic and Caribbean we first compared the MgO contents of the whole rocks with the forsterite contents of their olivines, as plotted in Fig. 3. Also shown in these diagrams are frequency histograms that provide information about the abundance and size of the olivine grains. Three curves represent the forsterite content of olivine in equilibrium with liquids with a range of FeO contents encompassing the values estimated in the picrite samples, assuming that ferric iron was 10 wt % of the total iron. To calculate the curves we used an olivine-liquid Mg-Fe distribution coefficient of 0.33 (Bickle, 1982). Decreasing the coefficient to 0.30 (Roedder and Emslie, 1970) would displace the liquid curves to slightly higher MgO values (*e.g.* from 12 to 13.2 wt % MgO). A picrite that formed directly through crystallization of a magnesian liquid would contain olivines with a range of compositions, the most forsterite-rich of which would plot on the appropriate olivine curve. Accumulated olivine crystals or grains crystallising from differentiated intergranular liquids plot below the line. Xenocrysts could plot above or below the line, depending on the nature of their source. The MgO content of a liquid in equilibrium with an individual olivine grain, or group of olivine grains, can be read directly from the diagram, as shown in the figure.

3.6.1. Curaçao.

Data are plotted for two samples Cu50 and Cu52 (Fig. 3). It can be seen from the diagram that the most Fo-rich compositions correspond to cores of large grains. Smaller olivine grains and the rims of larger grains are generally less magnesian, but their compositions overlap those of the large grains. Curaçao picrites with 10 to 20 wt % MgO contain about 9 wt % FeO (10 wt % total FeO) (Table 3, Fig. 6a), and all the olivine compositions plot under the appropriate equilibrium curve. This indicates that neither sample represents a liquid and that both contain excess, accumulated olivine.

In diagrams of MgO vs. Al_2O_3 , FeO and Ni (Fig. 6a), the Curaçao picrites plot on tight linear trends that project directly to the major peak in the compositions of the olivine phenocrysts. It appears that the range of rock compositions was produced by subtraction or addition of olivine whose composition corresponds to the maximum in the histogram. We can therefore use this composition to calculate the composition of the parental liquid using Mg-Fe partition and the

procedure outlined in the previous section. The major peak in the histogram corresponds to a forsterite content of Fo_{88} which is in equilibrium with a liquid with 9 wt % FeO (that of the whole rocks) and about 12 wt % MgO. This is the value we calculate for the MgO content of the parental picrite liquid. Using mass balance we calculate the proportion of excess olivine to vary from a minimum of about 10 wt % to a maximum of 55 wt % in sample Cu52. The rims from the smallest olivine grains have lower forsterite contents, reaching a minimum of Fo_{83} . The decrease from Fo_{88} to Fo_{83} is interpreted to have resulted from crystallization following accumulation of the olivine phenocrysts. The forsterite decrease corresponds to an MgO decrease, from 12 wt % to 8 wt %, which requires the crystallization of about 10 wt % olivine. The sum of accumulated and crystallized olivine in the two samples - 65 wt % in Cu52 and 45 wt % in Cu50- are consistent with the mineral proportions obtained by point counting (Table 1b).

A small number of olivine grains have forsterite contents significantly higher than the mean, either at their cores or, more surprisingly, at their rims (Fig. 3a). Like Klaver (1987), we interpret these grains as xenocrysts. The principal arguments are : (a) the compositions are distinct from the large peak in the olivine compositions whose position coincides with the extrapolation of the whole-rock trend. Olivine with composition falling in this dominant population has clearly controlled the evolution of the rock composition ; (b) some of the more forsterite-rich grains are deformed and contain kink bands, features indicative of deformation and not of crystallisation from magmatic liquids.

3.6.2. Iceland.

The large olivine grains in the Iceland picrites have forsterite contents between Fo_{88} and Fo_{89} with a maximum at Fo_{90} (Fig. 3b). Hansteen (1991) showed that Iceland picrites contain xenocrysts whose compositions were relatively restricted and Fe-rich ($Fo_{85.5-87.5}$). Olivines interpreted to have crystallised from the lava, on the other hand, have a larger range that extends to higher forsterite contents (Fo_{83-92}). On this basis we assume that the maximum in the histogram of Fig 6b corresponds to the composition of olivine that crystallised from the picrites and we use the mean value (Fo_{89}) to estimate the composition of the parental liquid. The more magnesian sample P2 has 18.8 wt % MgO and its olivines plot well below the equilibrium curve, indicating that it contains excess olivine. In contrast, the low-MgO sample P1 contains olivine grains that plot on the equilibrium line, and this suggests that its bulk composition is very similar to that of the liquid from which it formed. If we accept 8 wt % as the FeO content of the liquid in equilibrium with this olivine (extrapolated from Fig. 6b), we calculate that the MgO content of this liquid was about 12 wt %. This interpretation is also supported by the presence in both picrites of abundant plagioclase phenocrysts. Petrographic observations (mostly of olivine-plagioclase aggregates) suggest that those two phases were coeval. Experimental studies show that plagioclase joins olivine on the cotectic in basaltic liquids of this composition at a MgO content less than about 12 wt % (Hansteen, 1991). Based on our calculation of the parental liquid composition, as well as the presence of undulating extinction and kink bands, we interpret as xenocrysts those olivine grains with forsterite content greater than the mean (Fo_{89-90} , Fig 3b). Our results are essentially in agreement with those of Hansteen

(1991), who estimated minimum MgO contents of 9-10 wt% from plagioclase-out temperatures obtained during inclusion-heating experiments.

For two reasons we found it difficult to calculate the total amount of accumulated olivine in Iceland picrites. First, the total number of analyses of these rocks is relatively small, and the data scatter considerably in the variation diagrams. Second, the presence of abundant plagioclase phenocrysts indicates that the cumulus assemblage contained both phases. The best estimate comes from the MgO vs. FeO and MgO vs. Al_2O_3 diagrams (Fig. 6b), from which it is inferred that the cumulus assemblage of the most magnesian sample, P2, makes up about 25 % vol of the rock and consists of ~90 % olivine and 10 % plagioclase. Sample P1, which has much lower MgO and relatively high Al_2O_3 , contains about 30 vol% of a mixture of 50 % olivine and 50 % plagioclase.

Olivine microcrysts in the matrix of these rocks have the composition Fo_{83-84} . To produce a liquid in equilibrium with Fo_{83} from one in equilibrium with Fo_{88} requires the crystallization of about 10 wt % olivine. If we add this amount to the calculated proportion of excess olivine, we obtain 35 wt % total olivine in sample P2 and 25 wt % in sample P1, values that coincide approximately with the modal analyses (Table 2-b).

3.6.3. Leg 152.

The distribution of olivine compositions in these picrites is very different from that in the other samples. In the data from Demant (1998), there is no pronounced maximum in the distribution of olivine compositions which range from $\text{Fo}_{77.5}$ to a maximum of $\text{Fo}_{92.5}$. Fitton et al. (1998a) identified two groups of picrites with distinctly different Fe, Ti and trace elements contents; one with about 12 wt % total FeO, the other with 10-11wt % total FeO. However, olivine analyses are available only for the low Fe-Ti group and we restricted our interpretation to those samples. If we again assume that FeO is 90 % of total iron, we can use the 9 wt % FeO curves in Fig. 3b to estimate the MgO contents of the liquids from which these olivines crystallized. We see from Fig. 3b that the most magnesian olivines plot only slightly below the equilibrium curves, and that the liquids from which they crystallized had about 18-20 wt % MgO. The calculated MgO content is essentially in agreement with the liquid composition of Fitton (1998a). In view of the limited number of analyses that are available, and the fact that analyses were in most cases restricted to the cores of partially altered grains, it is difficult to establish the significance of this result. Demant (1998) concluded that even the most magnesian grains crystallized directly from the host liquid, but he reached this conclusion partly from petrographic observations, and partly on the basis of an equivalence between the whole-rock composition and the liquid composition inferred from the olivine data. An alternative interpretation - that the most magnesian olivines are xenocrysts - cannot be excluded.

The rims of the larger grains, and cores of a second population of elongate platy olivines, have forsterite compositions slightly more magnesian than Fo_{90} . These grains would have crystallized from liquids with 15-17 wt % MgO, depending on the FeO content. On the basis of these results it seems very likely that the Leg 152 picrites formed from liquids that were significantly more magnesian than those that gave rise to the Curaçao and Iceland samples.

Using a procedure similar to that outlined above, we estimate that the amount of excess olivine in these picrites was relatively low, varying from 20 wt % to no more than 5 wt %.

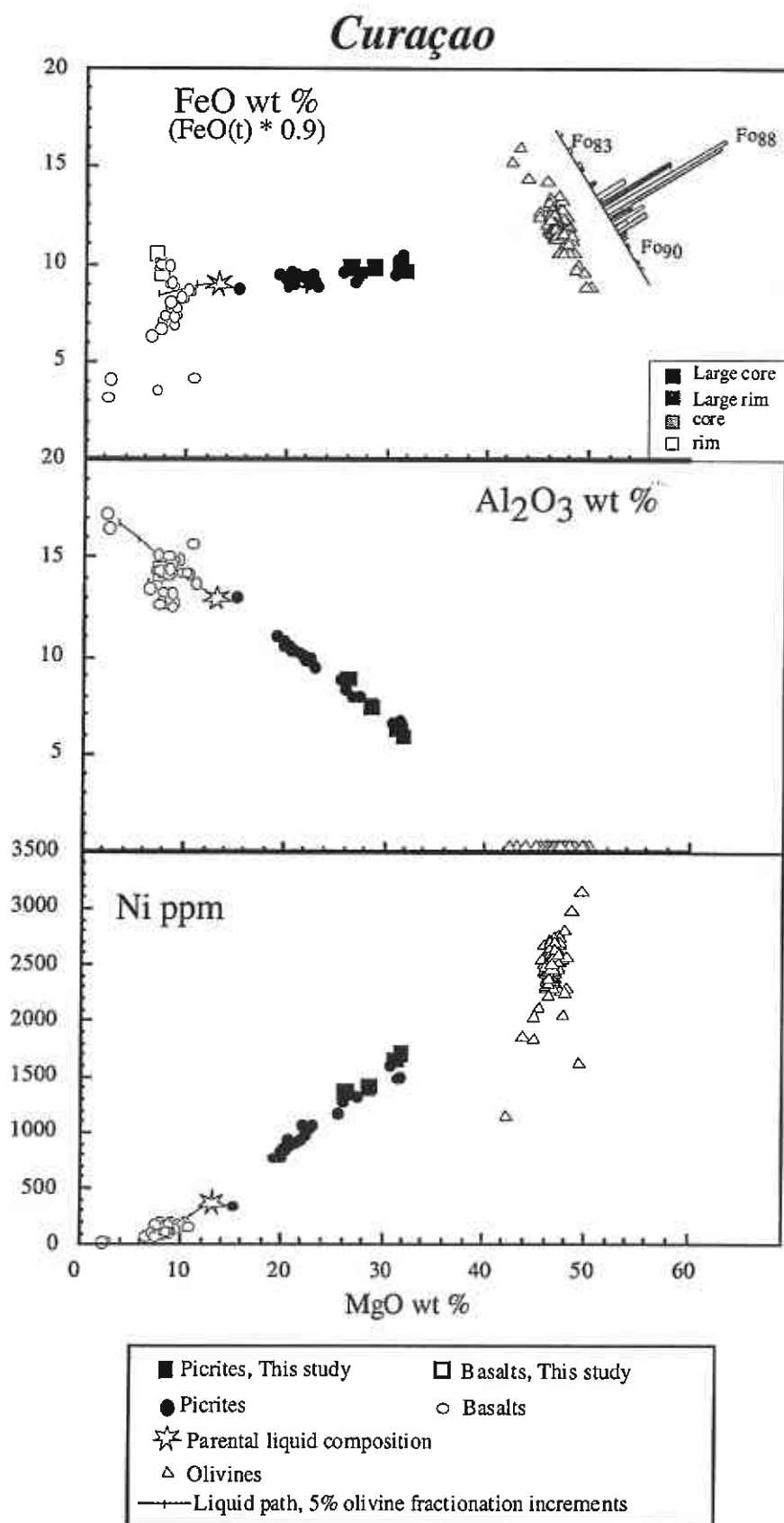


Figure 3.6 -a FeO, Al₂O₃ and Ni versus MgO of Curaçao picrites and basalts. Data are from Kerr et al, 1996a and Klaver, 1987. Triangles represent olivine compositions. FeO is calculated assuming Fe³⁺ equal to 10 wt % of total iron. The liquid paths are calculated by 5 wt % increments of fractional crystallisation of olivine. Frequency histograms are calculated for each olivine habit from the two analysed samples (Cu50 and Cu52).

Iceland

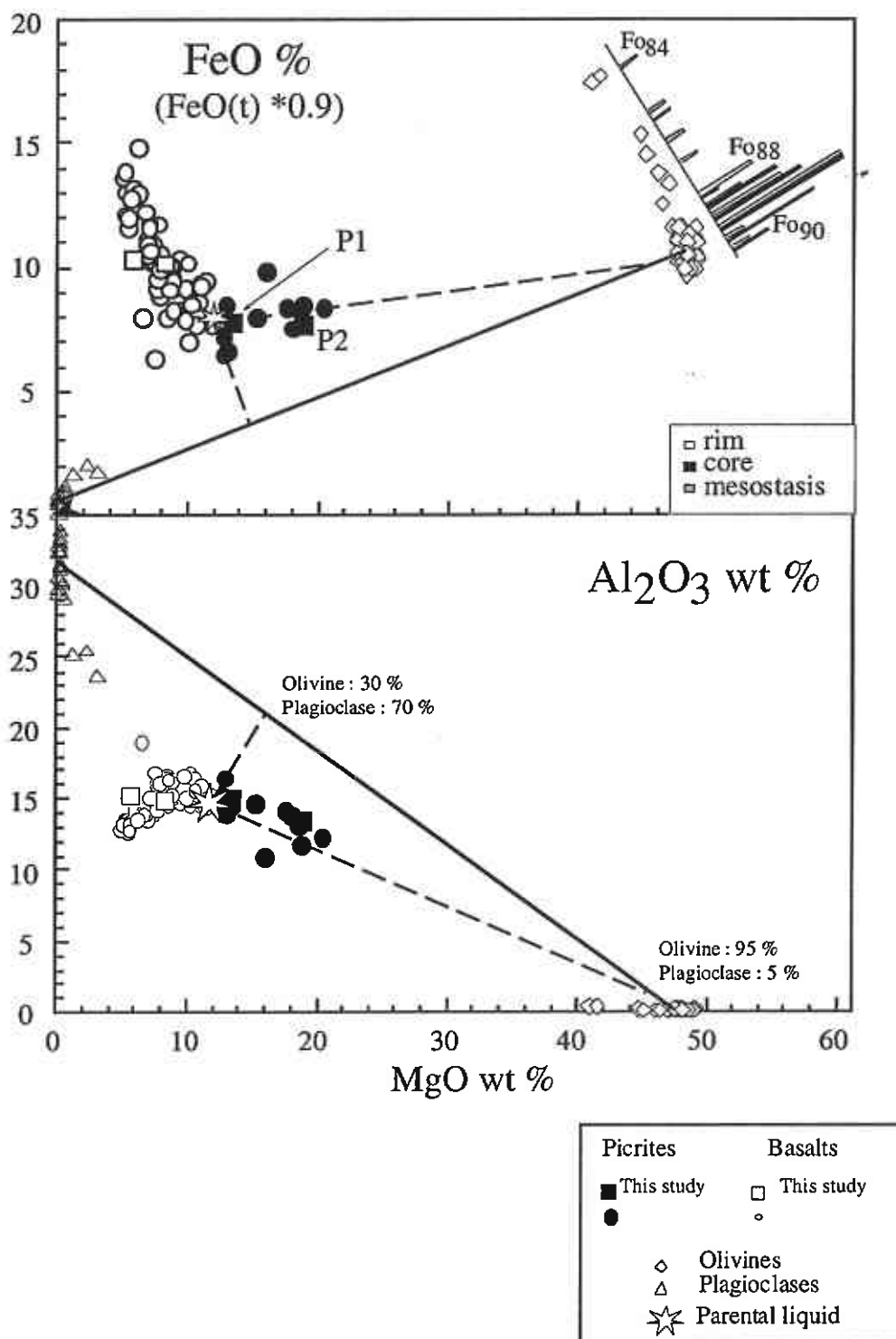


Figure 3.6 b- FeO, Al₂O₃ versus MgO of Iceland picrites and basalts. Diamonds represent olivine compositions and triangles plagioclase compositions. FeO is calculated assuming Fe³⁺ equal to 10wt % of total iron. Sources of data as in Fig. 5. The dashed lines indicate the range of possible cumulate assemblages (from ol:30-plag:70 to ol:95-plag:5).

To summarize, we have evidence that the picrites from the three sites were derived from liquids of different compositions (Table 5). Only those from Leg 152 were derived from high-MgO liquids ($\approx 18-20$ wt % MgO) whereas those from Curacao and Iceland came from more basaltic liquids with about 12 wt % MgO. In most cases the rocks are much more magnesian than the liquid compositions due to variable amounts of excess olivine: 10 to 55 wt % in Curaçao picrites, 15 to 25 wt % in the Iceland picrites, and 10 wt % in the Leg 152 picrites. In the Iceland picrites the cumulus assemblage contains both olivine and plagioclase (Table 5).

	T (°C)	FeO liquid	MgO liquid	Olivine			
				Maximum accumulated	Crystallized	Total	Modal
Curaçao	1240-1260 (1) 1227-1257 (2)	9 wt %	12-13 wt %	50-55 % Olivine	10 %	65 %	65 %
Iceland	1220-1240 1197-1227	8 wt %	11-12 wt %	20-30 % Olivine+ plagioclase	10 %	30 %	25-30 %
Leg 152	1360-1400 1357-1402	9 wt %	18-20 wt %	10 - 20 % Olivine	30-40 %	50 %	25-50 %

Table 3.5 Summary of principle characteristics of picrites from the three provinces. Temperatures are calculated after (1) Nisbet, 1982 and (2) Hansteen, 1991

3.7. Petrogenesis

Our estimates of the compositions of the parental liquids for the picrites, together with trace-element and isotopic data, constrain the conditions of melting of the picrites. The MgO contents are higher than in normal basalts, which indicates either that the picrites formed under melting conditions different from those that yielded the basalts, or that the picrites escaped the fractional crystallization that has affected all erupted basalts to a greater or lesser extent. In the latter case it is possible that the picrites represent parental liquids for the basalts. Reference to Fig. 8 reveals, however, that there are significant trace-element or isotopic differences between basalts and picrites from individual areas. At Curacao, the two types of rock have similar REE but different isotope compositions; at Iceland both REE and isotope compositions are dissimilar. It appears, therefore, that in each of these regions, the majority of erupted picrites and basalts are unrelated.

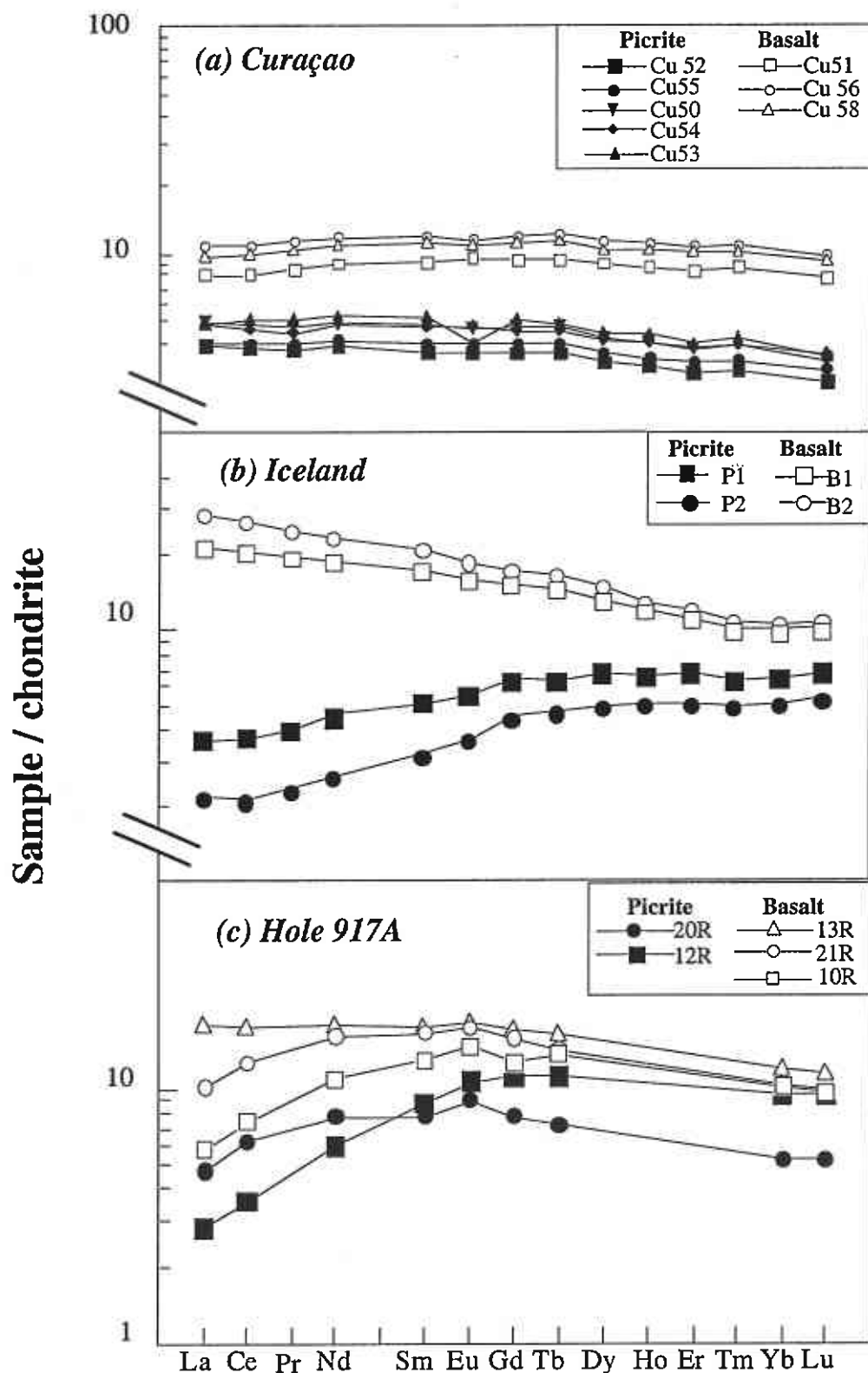


Figure 3.7 Rare earth element patterns normalised to chondrite (Sun and McDonough, 1989) for picrites and basalts from Curaçao, Iceland and Leg 152. Data for Leg 152 are from Fitton et al. (1998a).

To explain the elevated MgO contents in the picrites there are three main possibilities.

- the magmas could have formed at relatively great depths in the mantle where even low-degree partial melts have high MgO contents.
- the degree of partial melting may have been high, such that a large proportion of MgO-rich refractory phases like olivine and orthopyroxene entered the melt.
- the source may have been unusually refractory, being rich in olivine and orthopyroxene and poor in low-temperature phases.

To identify the role of each of these processes requires consideration of the tectonic factors that control the depth of melting, and the trace-element and isotope compositions of the magmas, which provide information about the degree of melting and the nature of the source. The high $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of all samples (Fig. 8) indicates that they came from a source that had been depleted in incompatible trace elements for a considerable time before melting. The composition of this source could be compared with that of depleted mid-ocean ridge basalts, but, as argued by Hémond et al. (1993) and Kerr et al. (1995), mantle material of similar composition seems also to form a component of the plume sources of oceanic plateaux and islands.

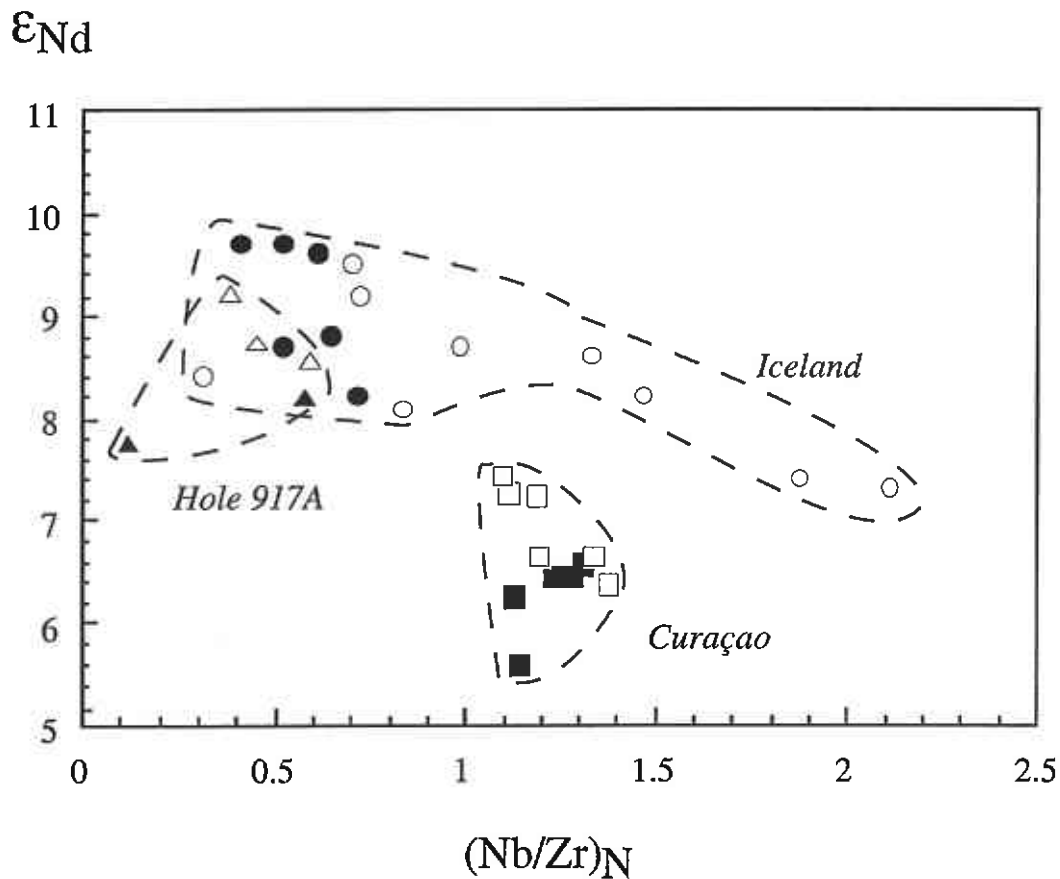


Figure 3.8 ϵ_{Nd} versus $(\text{Nb}/\text{Zr})_{\text{N}}$ (normalized to Hofman's (1988) primitive mantle) of samples from Curacao (squares), Iceland (circles) and Greenland (triangles). Picrites are plotted as filled symbols and basalts as open symbols. The dashed fields enclose data from the same province. Sources of data: Curacao - Table 4 and Kerr et al. (1996a); Iceland - Table 4 and sources listed in Fig.5; Leg 152 - Fitton et al. (1998a and b).

Picrites from Iceland and Leg 152 are depleted in incompatible elements (Figs. 7 and 8), a characteristic they appear to have inherited directly from their mantle source. But in the case of Curacao, where the REE spectra are almost flat (Fig. 7), the trace elements appear to have fractionated during melting. An alternative explanation involving metasomatism of the source not long before melting is rejected on the grounds that remarkably uniform and flat REE is a feature not only of the basalts and picrites from Curaçao (Fig. 10) but also of the lavas in all major oceanic plateaux (e.g. Ontong Java, Neal et al. (1997)). It seems most unlikely that this uniformity could have resulted from a process involving mixing of material with strongly contrasting compositions. We prefer the interpretation proposed by Arndt et al. (1997) and Kerr et al. (1997b), according to which the picrites and basalts of oceanic plateaux form through pooling of liquids produced over a range of depths within the melting column beneath the site of eruption. There is a discrepancy between the flat LREE patterns of picrites and basalts and the LREE-depleted one of the source, as indicated by the isotopic compositions. This missing LREE depletion can be attributed to the presence of residual clinopyroxene in the source, which would have increased the abundances of the LREE. The Curacao picrites are also slightly depleted in HREE, which suggests that some of this melt formed in the presence of garnet at great depth. For garnet and clinopyroxene to have been residual in liquids with relatively high MgO contents, the average depth of melting must have been high, at about 60 km according to the quantitative modelling carried out by Farnetani and Richards (1994) and Kerr et al. (1997b). This result supports the interpretations of Kerr et al. (1997a) and Mauffret and Leroy (1997) who proposed that the Caribbean plateau formed over relatively old and thick oceanic lithosphere.

The tectonic setting of Iceland is quite different. Here the plume is centered at an oceanic ridge, lithospheric mantle is absent, and the source of melting ascends to the base of the crust. Elliott et al. (1991), Hémond et al. (1993) and Kerr et al. (1995) have all argued that the Iceland plume is heterogeneous, a mixture of enriched material that melts at low temperature to give rise to the alkaline volcanics, and depleted refractory material that is the source of the picrites. The predominantly tholeiitic basalts can be interpreted as mixtures of the two extremes, or as the result of tapping of source material with intermediate compositions. The compositions of the rocks analyzed in this study find a ready explanation in this model. The basalts, which show moderate enrichment of the LREE, come mainly from the enriched component; the picrites are derived predominantly from the depleted material. The relatively large abundance of plagioclase in the Iceland picrites is a reflection of relatively high Al_2O_3 contents in the parental magmas which result from melting at low pressures. It can be seen from Fig. 9 that the abundances of moderately compatible trace elements are lower in the Iceland picrites than in samples from the other two regions. To a first approximation, these abundances can be taken as a measure of the degree of partial melting - the Iceland picrites therefore appear to have formed by relatively high degrees of melting. Putting all these elements together supports a fractional melting model such as that proposed by Elliott et al. (1991), according to which the heterogeneous source of the Icelandic volcanism melted progressively as it ascended from deep in the mantle towards the base of the crust. Continuous tapping of this source drew off the low-melting components leaving an ever-more-refractory residue that finally melted at shallow levels to give rise to the

picrites. The relatively high MgO contents of these rocks is therefore due mainly to the refractory nature of the source, a consequence of advanced fractional melting.

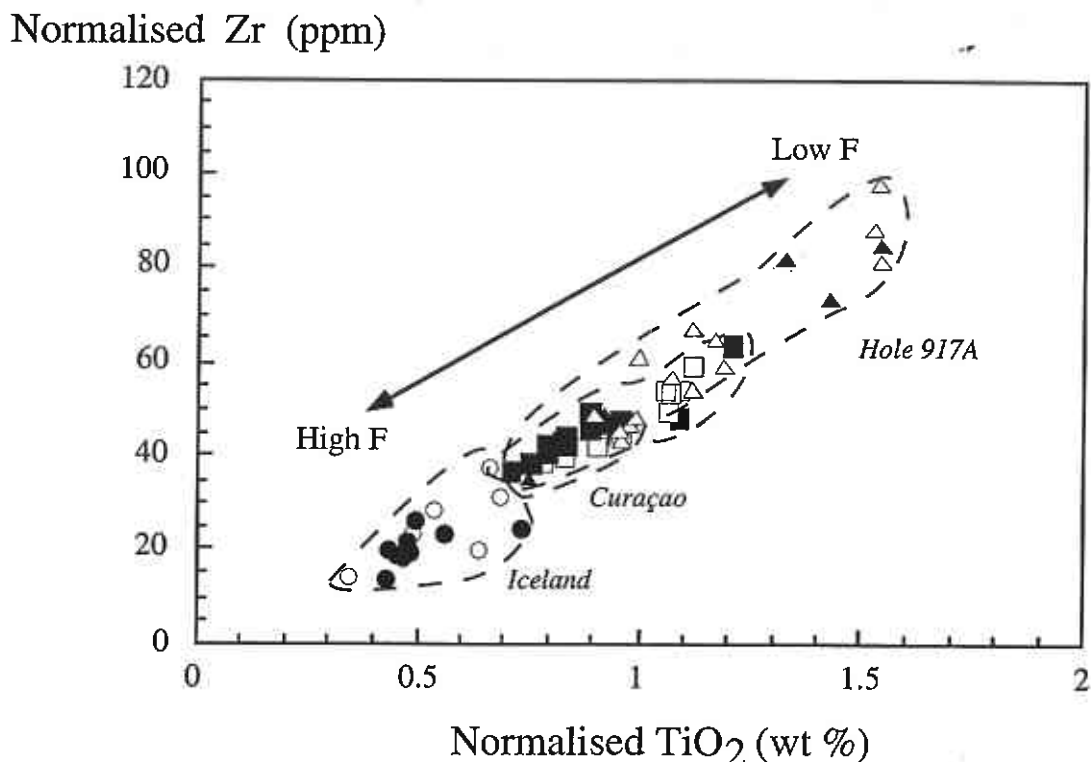


Figure 3.9 TiO₂ (in wt %) versus Zr (ppm) of Curaçao, Iceland and Leg 152 picrites (filled symbols) and basalts (open symbols). The data were normalized to the estimated MgO content of the parental liquid to eliminate the effects of olivine fractionation and accumulation. Only samples with >12wt % MgO are shown. For Curaçao and Iceland, the samples were normalized to 12wt % MgO; for Leg 152, a value of 18wt % MgO was used. Symbols are identical to those in Fig. 8. The dashed fields enclose data from the same province. The abundances of these elements indicate the extent of partial melting (F) as shown by the arrow.

The picrites of Leg 152 formed in quite a different manner. These rocks are distinguished not only by the high MgO contents of their parental liquids, but also by relatively high levels of moderately compatible trace elements (Fig. 9) and relative depletion of the more incompatible elements (Fig. 10). The high concentrations of moderately compatible elements indicate that the source was not particularly refractory and/or that the degree of partial melting was not especially high: the high MgO content must therefore be a consequence of melting at unusually great depths. This interpretation is supported by the depletion of HREE which indicates the presence of residual garnet (Fig. 7). According to Saunders et al. (1997) and Fitton et al. (1998a), the Upper Series of the Greenland volcanic margin formed after break-up of the original North-

Atlantic continent. These rocks show no chemical sign of contamination with old continental crust, unlike the underlying basalts (*e.g.* sample 13R), and appear to have erupted at a time when the lithosphere had been thinned to dimensions approaching those of normal ocean basins. If the high pressures that appear to have prevailed during the formation of the Leg 152 picrites are to be attributed to melting beneath thick continental lithosphere, this melting must have taken place to the west and the magmas must have flowed laterally to the site of eruption. An alternative explanation is found in the model proposed by C.E. Lesher (*pers comm.*), who suggested that the ascent in the plume source of the upper parts of the volcanic margin was halted by a layer of low-density residue produced during the early stages of volcanism. According to this model, the melting that gave rise to magmas in the lower part of the volcanic pile left a residue that was both hot and depleted in high-density garnet and Fe-rich phases. The Leg 152 picrites therefore formed at great depths, beneath this layer. At the moment we do not have the information to discriminate between the two models.

Normalised (Nb/Zr)

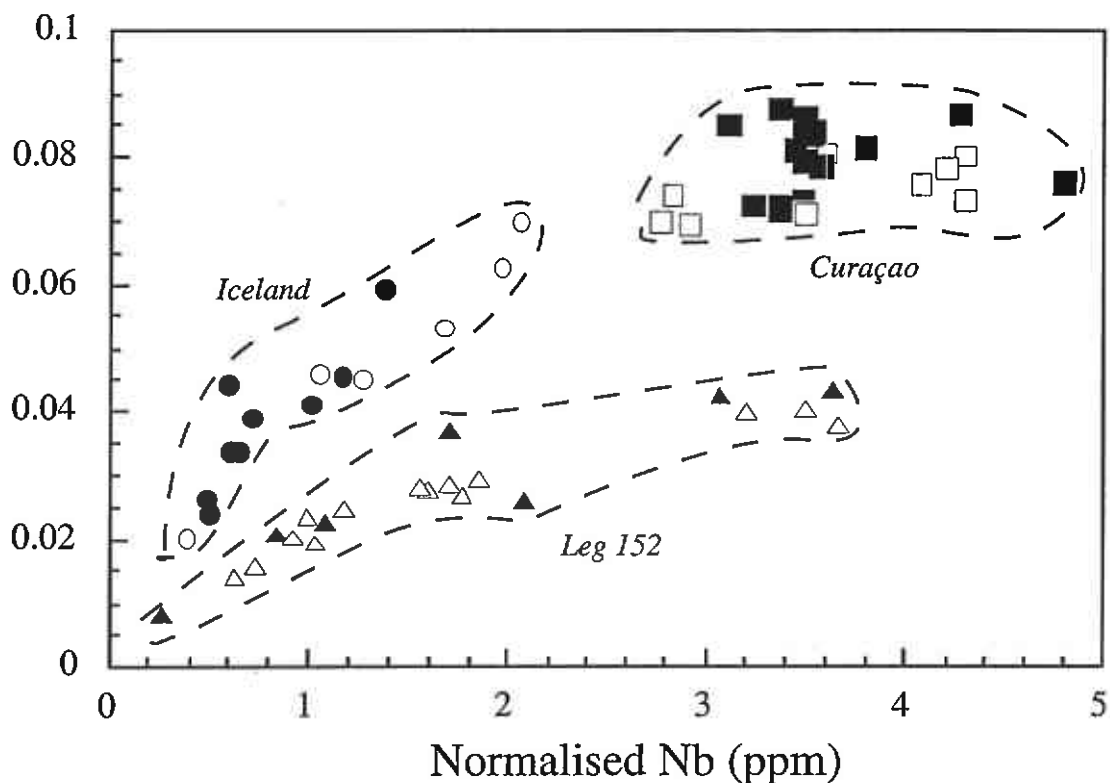


Figure 3.10 Normalised Nb/Zr versus Nb (in ppm) of Curaçao, Iceland and Leg 152 picrites (filled symbols) and basalts (open symbols). Symbols are identical to Fig. 8. Dashed fields enclose samples from the same province.

3.8. Conclusions

All the high-MgO volcanic rocks analysed in this study correspond to the petrographic and chemical definitions of picrites. All contain abundant olivine phenocrysts and all have relatively high MgO, low SiO₂ and total alkalis. Yet in these rocks, the high MgO contents result from three separate effects, all of which can be linked to the conditions of melting which in turn were controlled by the tectonic environment in which they formed. The Curaçao picrites formed from liquids with about 12 wt % MgO and contain up to 55 % accumulated olivine. They are pooled liquids that formed by melting of a plume source beneath a moderately thick oceanic lithosphere. The Iceland picrites formed from a liquid with about 12 wt % MgO or only slightly less magnesian. Their source ascended to the base of the Icelandic crust and thus melted at lower pressures, as reflected in their accumulated assemblage that contains plagioclase as well as olivine, up to 30 %. The picrites of Leg 152 were derived from liquids with significantly higher MgO contents, from 18 to 20 wt %, as the result of melting at significantly greater depths. In these rocks, the amount of excess olivine is lower, around 10 %.

Acknowledgments

This work was supported by the French CNRS (program IDYL). We are grateful to A. Demant and J. G. Fitton for providing data on Leg 152. We also thank C. Chauvel, A.D. Saunders and K.G. Cox for helpful discussions on various aspects of this work and L. M. Larsen and C. W. Sinton for constructive reviews.

References

- Arndt, N.T., Kerr, A.C., Tarney, J., 1997. Dynamic melting in plume heads: the formation of Gorgona komatiites and basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146 , 289-301.
- Bickle, M.J., 1982. The magnesium contents of komatiitic liquids. In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G. (Eds.), *Komatiites*. George Allen and Unwin, London, pp. 479-494.
- Burke, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 16 , 201-230.
- Condomines, M., Grönvold, K., Hooker, P.J., Muehlenbachs, K., O'Nions, R.K., Oskarsson, N., Oxburg, E.R., 1983. Helium, oxygen, strontium and neodymium relationships in Icelandic volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 66 , 125-136.
- Cox, K.G., 1987. Postulated restite fragments from Karoo picrite basalts : their bearing on magma segregation and mantle deformation. *J. Geol. Soc. London* 144 , 275-280.
- Demant, A., 1998. Mineral chemistry of volcanic sequences from Hole 917A, ODP Leg152, SE Greenland margin. In: Larsen, H.C., Saunders, A.D., Wise, S. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Results. Ocean Drilling Program, College Station, TX*, pp. 403-416.

Duncan, R.A., Hargraves, R.B., 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In: Bonini, W.E., Hargraves, R.B. (Eds.), *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Geol. Soc. Am. Mem., Boulder, CO, pp. 81-84.

Elliot, T.R., Hawkesworth, C.J., Gronvold, K., 1991. Dynamic melting of the Iceland Plume. *Nature* 363 , 201-206.

Farnetani, C.G., Richards, M.A., 1994. Numerical Investigations of the Mantle Plume Initiation Model for Flood Basalt Events. *J. Geophys. Res.* 99 (B7), 13813-13833.

Fitton, J.G., Hardarson, B.S., Ellam, R.M., Roger, G., 1998b. Sr-Nd-and Pb-isotopic composition of volcanic rocks from the Southeast Greenland margin at 63°N: temporal variation in crustal contamination during continental break-up. In: Larsen, H.C., Saunders, A.D., Wise, S. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Results. Ocean Drilling Program*, College Station, TX, pp. 351-357.

Fitton, J.G., Saunders, A.D., Larsen, L.M., Fram, M.S., Demant, A., Sinton, C. and Leg 152 shipboard scientific Party, 1995. Magma sources and plumbing systems during break-up of the SE Greenland margin: preliminary results from ODP Leg 152. *J. Geol. Soc. London* 152 (6), 985-990.

Fitton, J.G., Saunders, A.D., Larsen, L.M., Hardarson, B.S., Norry, M.J., 1998a. Volcanic rocks from the East Greenland margin at 63°N: composition, petrogenesis and mantle sources. In: Larsen, H.C., Saunders, A.D., Wise, S. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Results. Ocean Drilling Program*, College Station, TX, pp. 315-330.

Hansteen, T.H., 1991. Multi-stage evolution of the picritic Maelifell rocks, SW Iceland: constraints from mineralogy and inclusions of glass and fluid in olivine. *Contrib. Mineral. Petrol.* 109 , 225-239.

Hémond, C., Arndt, N.T., Lichtenstein, U., Hofmann, A.W., Oskarsson, N., Steinthorsson, S., 1993. The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotopes and trace element constraints. *J. Geophys. Res.* 98 (B9), 15833-15850.

Hémond, C., Condomines, M., Fourcade, S., Allègre, C.J., Oskarsson, N., Javoy, M., 1988. Thorium, strontium and oxygen isotopic geochemistry in recent tholeiites from Iceland: Crustal influence on mantle-derived magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87 , 273-285.

Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90 , 297-314.

Kerr, A.C., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F., Sinton, C.W., 1997b. Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *J. Petrol.* 38 (6), 677-702.

Kerr, A.C., Saunders, A.D., Tarney, J., Berry, N.H., Hards, V.L., 1995. Depleted mantle plume geochemical signatures: No paradox for plume theories. *Geology* 23 , 843-846.

Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G., Nivia, A., Klaver, G.T., Saunders, A., 1996b. The geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *J. South Am. Earth Sci.* 9 (1-2), 111-120.

Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G., Nivia, A., Saunders, A., 1997a. The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: the internal anatomy of an oceanic plateau. In: Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (Eds.), *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*. Am. Geophys. Union, Washington, pp. 123-144.

Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Klaver, G.T., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F., 1996a. The geochemistry and petrogenesis of the late cretaceous picrites and basalts from Curaçao, Netherland Antilles : a remnant of an oceanic plateau. *Contrib. Miner. Petrol.* 124 , 29-43.

Klaver, G.T., 1987. The Curacao lava formation: an ophiolitic analogue of the anomalously thick layer 2B of the mid-Cretaceous oceanic plateaus in the western Pacific and central Caribbean. Ph.D. Thesis, University of Amsterdam.

Lahaye, Y., Arndt, N.T., 1996. Alteration of a komatiitic flow: Alexo, Ontario, Canada. *J. Petrol.* 37 , 1261-1284.

Larsen, H.C., Saunders, A.D., Clift, P.D., Leg 152 shipboard scientific Party, 1994. *Proc. ODP Init. Report. Ocean Drilling Program*, College Station, TX.

Le Maitre, R.W., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 193 pp.

Mauffret, A., Leroy, S., 1997. Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics* 283 , 61-104.

Neal, C.R., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W., Duncan, R.A., Petterson, M.G., 1997. The Ontong Java Plateau. In: Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (Eds.), *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*. Am. Geophys. Union, Washington, pp. 183-216.

Nisbet, E.G., 1982. The tectonic setting and petrogenesis of komatiites. In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G. (Eds.), *Komatiites*. George Allen and Unwin, London, pp. 526.

Roeder, P.L., Emslie, R.F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.* 29 , 275-289.

Saunders, A., Fitton, J.G., Kerr, A.C., Norry, M.J., Kent, R.W., 1997. The North Atlantic Igneous Province. In: Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (Eds.), *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*. Am. Geophys. Union, Washington, pp. 95-122.

Saunders, A.D., Tarney, J., Kerr, A.C., Kent, R.W., 1996. The formation and fate of large igneous provinces. *Lithos* 37 , 81-95.

Sigmarsson, O., Hémond, C., Condomines, M., Fourcade, S., Oskarsson, N., 1991. Origin of silicic magma in Iceland revealed by Th isotopes. *Geology* 19 , 621-624.

Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J., Estrada, J.J., 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 155 , 221-235.

Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London Spec. Pub., pp. 313-345.

White, R.S., 1988. A hot-spot model for Early Tertiary volcanism in the N. Atlantic. In: Morton, A.C., Parson, L.M. (Eds.), *Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic*. Geol. Soc. London Spec. Pub., pp. 3-13.

Wood, D.A., Tarney, J., Varet, J., Saunders, A.D., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M., Cann, J.R., 1979. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: Implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 42 , 77-97.

Zindler, A., Hart, S.R., Frey, F.A., Jakobsson, S.P., 1979. Nd and Sm isotope ratios and rare earth element abundances in Reykjanes Peninsula basalts; evidence for mantle heterogeneity beneath Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45 , 249-262.

**4. *A complex history for the Caribbean plateau:
Petrology, geochemistry and geochronology of the Beata Ridge,
South Hispaniola.***

Sidonie Révillon¹⁺, Erwan Hallot¹, Nicholas T. Arndt^{1*},
Catherine Chauvel^{1*} and Robert A. Duncan²

Soumis à Journal of Geology

¹ Géosciences Rennes, UPR-CNRS 4661, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu,
35042 Rennes Cedex, France

² College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, OR 97331,
USA

* Now at LGCA, Université Joseph Fourier, UPRESA 5025, 15 rue M. Gignoux, 38031
Grenoble, France

* Corresponding author

e-mail: sidonie.revillon@univ-rennes1.fr

Tel: 33 2 99 28 67 83

Fax: 33 2 99 28 26 02

Abstract

The Beata Ridge is a prominent topographic structure of the central Caribbean where the oceanic crust is unusually thick (up to 20 km). It is believed to form part of the Caribbean oceanic plateau. Samples recovered by submersible during the Nautica-Beata cruise show the ridge to be composed mainly of gabbros, dolerites and rare pillow basalt. Textures that vary significantly reflect differences in cooling rates and suggest a subsurface, hypabyssal environment. Major-element compositions of gabbros and dolerites plot on simple trends that correspond to fractional crystallisation of olivine, clinopyroxene and plagioclase. Trace-element ratios are close to chondritic $[(\text{Nb}/\text{Zr})_{\text{N}} 0.85\text{-}1.1]$ and rare-earth-element patterns are almost flat $[(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} 0.63\text{-}1.02]$. The source, however, was isotopically depleted $[\epsilon_{\text{Nd}} +7.4 \text{ to } +9.5]$. To explain these geochemical features we propose that the magmas formed through pooling of fractional melts of spinel peridotite. Rare basalts recovered have an alkaline character with higher trace-element ratios and enriched rare earth element patterns $[(\text{Nb}/\text{Zr})_{\text{N}} 3.45; (\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} 28\text{-}30]$. They formed through lower-degree melting of an isotopically less depleted source $[\epsilon_{\text{Nd}} +5]$. Several samples were dated by the $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ method, either on whole rocks or separated plagioclases. Most samples have ages between 80 and 75 Ma consistent with previous ages within the province, but others are surprisingly young, around 55 Ma. The chemical signature of the gabbro-dolerite group is very similar to those of basalts from other parts of the Caribbean and from other oceanic plateaus. The persistence of this signature raises questions about the validity of generally accepted mantle plume models invoked for the formation of oceanic plateaux. Several hypothesis of multiple plumes, serial plume and lithospheric thinning are evaluated in the light of geodynamic reconstructions of the Caribbean plate. Considering the geodynamic setting of the Caribbean between 90 Ma and 55 Ma ago, two models may account for the geochemical and isotopic characteristics of the Beata Ridge samples. In one interpretation the Caribbean plateau formed ~80-90 Ma ago in the Pacific south of the Galapagos hotspot, possibly above the Sala y Gomez hot spot. The 76 Ma episode is related to the Galapagos plume. In the second interpretation, the Galapagos plume was responsible for the main plume-related magmatic event at 90 Ma and the 76 Ma episode is attributed to lithospheric thinning. On both interpretations, the 55 Ma episode is related to lithospheric thinning localised on the Beata Ridge.

Keywords: Petrology, geochemistry, geochronology, mantle plume, oceanic plateau, Caribbean

4.1. Introduction

Although it is generally believed that oceanic plateaux are the equivalents of continental flood basalt provinces, there are significant differences. Some of these, such as contrasting volcanic styles and chemical compositions of the lava, are directly attributable to differences in the eruptive setting. The best studied oceanic plateaux, such as Ontong-Java and the Caribbean (Kerguelen is now known to be largely continental, (Frey et al. 2000)), erupted entirely under submarine conditions in ocean basins far from the influence of continental lithosphere. The peculiar chemical and isotopic compositions of continental flood basalts, which result from incorporation of enriched continental material, are absent in oceanic plateau basalts.

Another major difference between oceanic and continental flood basalt provinces is the duration of magmatism. With very few exceptions, the major continental provinces appear to have erupted in a short period of time, less than 1 million years in examples such as Deccan (Courtillet et al. 1988), Siberia (Renne and Basu 1991; Campbell et al. 1992) and Ethiopia (Hofmann et al. 1997). Oceanic plateaux commonly have more extended record of magmatism with two or more major pulses extending over 30-40 m.y. New data from the Ontong Java show, for example, major peaks at 120 and 90 Ma, and less important episodes at 60 Ma and 30 Ma.

A similar picture is now emerging for the Caribbean plateau. Published radiometric ages indicate that the plateau formed during at least two major magmatic events, the first at about 88 to 90 Ma and the second about 76 Ma ago (Kerr et al. 1997; Sinton et al. 1998). In this paper we present new geochronological data from the Beata Ridge in the centre of the Caribbean plateau – data that reveal a history of eruption extending over at least 30 Ma. We use petrographic and geochemical data to demonstrate that the magmas produced during the different episodes have very similar petrological and chemical compositions, which indicate that they came from the same mantle source and that the conditions under which they formed were reproduced at least three times from the Cretaceous to the Tertiary. These results provide strong constraints on the processes responsible for the magmatism. They raise questions about the timing of formation of the Caribbean plateau as a whole, its relationship with the Galapagos hotspot, and the geodynamical evolution of the Caribbean plate. At a more general level, the succession of three magmatic pulses raises questions about the validity of generally accepted mantle plume models invoked for the formation of oceanic plateaux.

4.2. Geological setting

4.2.1. The Caribbean Large Igneous Province

The Caribbean plateau constitutes the major part of the Caribbean basin and covers a total area of about $6 \times 10^5 \text{ km}^2$ (Fig. 1). The crust has a composite seismic structure which varies in thickness from 5 to >20 km, mostly well in excess that of “normal” oceanic crust (Leroy 1995; Leroy and Mauffret 1996; Mauffret and Leroy 1997). Most authors accept that it formed as an oceanic plateau either in the Pacific (Duncan and Hargraves 1984; Pindell et al. 1988; Pindell and Barrett 1990) or in situ in the Caribbean (Meschede 1998; Meschede and Frisch 1998). The

plume held to be responsible for the formation of the Caribbean plateau is different in the two models. In a Pacific hypothesis, the plateau is thought to have formed on the Farallon oceanic plate through melting of the Galapagos plume head. On the contrary, in the in-situ hypothesis, the plume was located in the centre of the Caribbean. In both hypotheses, the plateau was buoyant and resisted subduction (Cloos 1993; Saunders et al. 1996). It was therefore partially accreted around the Caribbean and along the Pacific coast (Burke et al. 1978).

Like other oceanic plateaux, most parts are composed of lava flows with evolved (low MgO) basaltic compositions, but several regions in the Caribbean province are distinguished by the presence of highly magnesian lavas. Notable examples are the picrites of Curaçao (Klaver 1987; Kerr et al. 1996b; Révillon et al. 1999b), Hispaniola (Lapierre et al. 1997; Lapierre et al. 1999b), Nicoya peninsula (Sinton et al. 1998) and Colombia (Spadea et al. 1989; Kerr et al. 1997) and the unique komatiite-picrite association of Gorgona islands (Gansser et al. 1979; Echeverria 1980; Aitken and Echeverria 1984; Kerr et al. 1996a; Arndt et al. 1997; Révillon et al. 1999a).

The study of the Caribbean plateau therefore offers several distinct advantages compared with investigations of other oceanic plateaux. Access is easier, due to the presence of extensive on-land sections. Many of these include the lower sections of the magmatic sequence that are not exposed in other plateaux. In these regions we find highly magnesian lavas that may represent the parental magmas of the thick overlying sequences of evolved basalts. Plutonic complexes of mafic-ultramafic rocks like those on Gorgona Island and the Béata ridge, could form parts of fossil magma chambers in which the differentiation took place.

4.2.2. The Beata Ridge

The Beata Ridge is a prominent topographic structure that trends SSW from Cape Beata in Hispaniola and divides the Caribbean into the Colombia and Venezuela basins (Fig. 1) (Fox et al. 1970). It is 450 km long and up to 300 km wide, with a highly asymmetrical E-W profile due to a steep escarpment to the west and more gentle slopes to the east (Mauffret and Leroy 1997; Mauffret et al. 1999). Geophysical studies indicate that the Beata Ridge is an area of particularly thick crust, up to 20 km in places (Case et al. 1990). The Beata Ridge and the central Caribbean were dredged (Fox et al. 1970) and drilled during DSDP leg 15 (Donnelly et al. 1973). Recovered samples were mainly basalts and sediments with dolerites at certain sites (Donnelly et al. 1973; Donnelly et al. 1990).

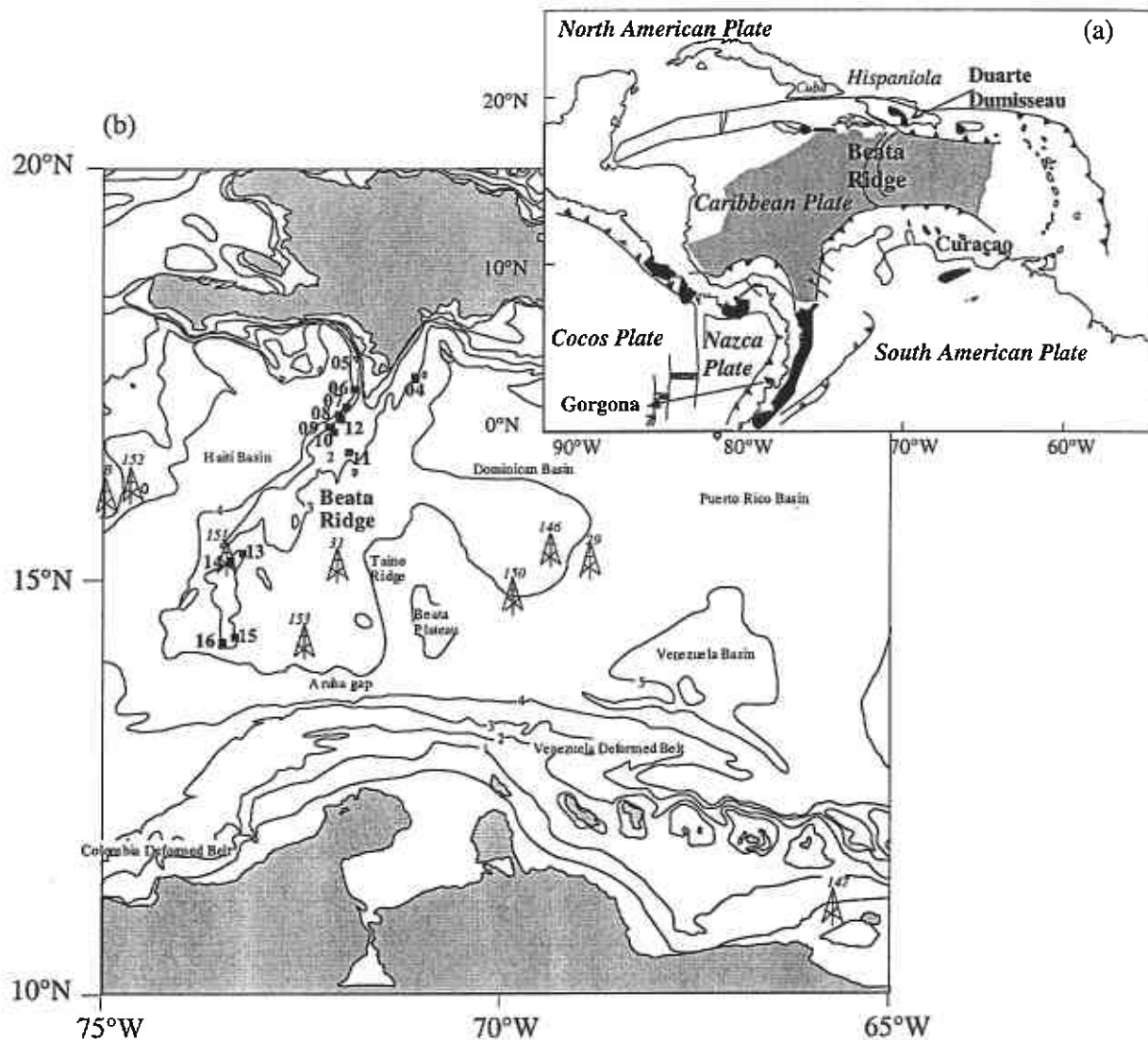


Figure 4.1 a) Regional map of the Caribbean Large Igneous Province. The probable extension of the Caribbean plateau is shown in grey and the accreted portions are shown in black. b) Bathymetric map of the Beata Ridge. Black squares represent the NAUTICA dives location. Are also shown the locations of the DSDP leg15 drill holes (italic numbers).

The present project focuses on samples recovered during sixteen dives of the 1996 NAUTICA-BEATA cruise on the N/V NADIR using the submersible NAUTILE (Fig. 1; Mauffret et al. 1996, unpubl. cruise report). Despite discontinuous outcrop it was shown that the magmatic and sedimentary rocks form alternating slices probably with tectonic contacts. Detailed descriptions and interpretations of all the dives are provided by Mauffret et al. (1999). We focus here on the magmatic samples collected during twelve selected dives (NB-04 to NB-16) located from the north to the south of the ridge (Fig. 1). Gabbro and dolerite, which are the dominant samples from the ridge, form relatively continuous massive outcrops (e.g. NB-04), or boulders up to few tens of centimetres across in conglomerates (e.g. NB-08). Subtle differences in structure suggest that they form sequences of sills. Some massive outcrops show prominent concentric spheroidal forms that resemble "onion-skin" weathering in subaerial rocks. This type of alteration is superimposed on an earlier phase of seafloor alteration. Volcanic rocks are rare,

having been observed only on dives NB-07, NB-09 and NB-11. They always form pillowed lava flows. On dive NB-09 basalts were observed at the base of the escarpment below outcrops of gabbros and dolerites. This suggests either that the overlying basaltic flows were removed by erosion, or that faulting is responsible for this organisation. No significant differences between the north and the south of the ridge were observed.

4.3. Sample preparation and analytical techniques

A set of 35 rocks (21 dolerites, 11 gabbros, 2 basalts and one diorite) were selected for major and trace element analyses. A subset of 10 (3 dolerites, 5 gabbros and two basalts) were selected for additional trace element analyses by ICP-MS and for isotopic measurements. Only the interior portions of the samples were used to eliminate as much as possible late weathering effects.

X-ray fluorescence analyses were carried out at the University of Rennes. Major elements were determined on fused discs with estimated errors of less than 2% except for the minor oxides (5-10%); trace elements were measured on pressed powder pellets with a precision of 2% for elements with concentrations >100 ppm and ~10% for elements with 10-100 ppm. Other trace elements were determined by ICP-MS at the University of Newfoundland. Nd isotopic composition were measured on a Finnigan-MAT 262 at the University of Rennes using a $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ total spike technique. Neodymium concentrations were determined in static mode and isotopic compositions were determined in triple-peak-jumping mode. Blanks for Nd and Sm were both < 200 pg. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ is normalised to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. The procedure gave a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value of 0.511963 ± 6 (2 σ) for the in-house standard, which correspond to a La Jolla value of 0.511856.

^{40}Ar - ^{39}Ar incremental heating experiments were run for both whole rocks and plagioclase feldspar separated from gabbros, dolerites and a basalt. Samples were selected for dating on the basis of macroscopic and petrographic examination, compositional data and regional distribution. Whole rocks were prepared as mini-cores (4 mm diameter) cut from the least altered interiors of large pieces. Plagioclase separates were cleaned in nitric acid, then briefly in 6% HF, followed by ultrasonic washing, and hand-picked, then wrapped in Cu-foil, labeled, and loaded in quartz vials, along with the whole rock mini-cores. Samples were interspaced with 10-mg aliquots of biotite monitor FCT-3 (28.04 #177# 0.12 Ma, calibrated against Mmhb-1 hornblende at 523.5 Ma, (Renne et al. 1994). Quartz vials were evacuated, sealed in standard Al-tubes and irradiated for 6 hr at 1 MW power in the center ring of the TRIGA reactor at Oregon State University, Corvallis, OR.

FCT-3 biotite was measured at multiple vertical positions along the 80 mm center vial, producing J values that varied smoothly with a ~10% range. Horizontal gradients in J are known from previous experience to be <1%. J values for the sample positions were extrapolated from a second-order polynomial fit to the monitors. Errors in sample J values accumulate from the individual monitor measurements and gradient fitting, and are about 0.5%.

Ar-isotopic compositions of feldspars were measured in an MAP-215/50 mass spectrometer connected to an ultra-high vacuum resistance furnace and Zr-Al getters, while for whole rock cores an AEI-MS10 instrument with dual glass extraction lines heated by RF induction, with Ti-TiO₂ getters was used. Both systems are operated in the peak-hopping mode (for $m/z = 35, 36, 37, 38, 39, 40$) by microcomputers. Peak decay is typically <10% for the MAP system and <1% for the MS10 system, and regressed peak heights against time follow linear fits. Additional experimental details can be found in Tejada et al. (1996) and Duncan et al. (1997)

4.4. Results

4.4.1. Petrology and mineral composition

Gabbros and dolerites form a distinct plutonic group that also includes minor diorites to quartz-diorites (dive NB-04). Some of these diorites were found as enclaves in dolerites (dive NB-14). The textures of these rocks vary significantly from one sample to another, from coarse-grained gabbros (grain size up to 1 cm) to very fine-grained, nearly cryptocrystalline dolerites. The gabbros and dolerites are, however, mineralogically homogenous being composed mainly of plagioclase, clinopyroxene and variable but minor olivine. Plagioclase (40-60 vol %) is mostly euhedral with a labradorite composition ranging from An₆₆₋₇₄ (cores) to An₅₀₋₆₀ (rims) (Table 1). Clinopyroxene (25-45 vol %), sometimes enclosing orthopyroxene exsolution lamellae, is augite with a composition ranging from Wo₃₈₋₄₂En₄₅₋₄₉Fs₁₁₋₁₅ (cores) to Wo₃₄₋₄₀En₄₁₋₄₅Fs₁₇₋₂₁ (rims) (Table 1). Augite habits vary from intergranular microcrysts in the finest-grained samples to ophitic habits in the coarse-grained rocks. When present, subhedral olivine grains represent up to 20 vol % of the rocks. In few samples, a minor amount of anhedral weathered Ca-poor pyroxene (pigeonite ?) was also observed. Opaque minerals, mainly ilmenite, and apatite are the accessory phases. All the samples are altered to a greater or lesser extent and contain a significant amount of secondary phases (see section on alteration). In the very rare diorites, the main minerals are plagioclase (oligoclase-andesine), augite, opaque minerals, apatite, and up to 10 vol % of quartz.

Basalts, which form the extrusive group, are composed of euhedral olivine (totally replaced by iddingsite and/or clay minerals), plagioclase microlites, augite phenocrysts and microcrysts and opaque minerals. The mesostasis is glassy and vesicular. Plagioclase is normally zoned with labradorite compositions ranging from An₅₂₋₆₀ (cores) to An₅₀₋₅₃ (rims) (Table 1). Clinopyroxenes are homogeneous with an augite composition (~Wo₄₃₋₄₅En₄₂₋₄₄Fs₁₂₋₁₄) (Table 1). Unlike the gabbros and dolerites, the early crystallisation of olivine and late plagioclase crystallisation suggest an alkaline affinity.

Mineral	Clinopyroxene			Plagioclase					
	Gabbros and dolerites		Basalts	Gabbros and dolerites		Basalts			
Location	Cores	Rims	Cores	Cores	Rims	Core	Rim	Microlite	
SiO ₂	52.3	51.8	49.7	51.0	54.8	54.0	54.3	52.7	
Al ₂ O ₃	2.5	2.3	3.6	30.5	27.9	28.4	27.7	25.7	
TiO ₂	0.5	0.6	1.7			0.1	0.1	0.6	
Cr ₂ O ₃	0.3								
FeO	8.1	11.6	8.0	0.8	0.8	0.7	0.8	1.9	
MnO	0.2	0.3	0.2						
MgO	16.6	15.6	14.7	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	
CaO	19.8	18.0	21.0	14.3	11.1	11.4	11.1	10.3	
Na ₂ O	0.2	0.2	0.4	3.5	5.2	4.9	5.2	5.2	
K ₂ O					0.1	0.2	0.2	0.3	
Total	100.5	100.6	99.5	100.3	100.2	99.9	99.6	97.0	
	Wo	40.2	36.9	44.1	An	69.3	54.0	56.0	
	En	46.9	44.3	42.8	Ab	30.7	46.0	44.0	
	Fs	12.9	18.8	13.1				53.9	
								47.8	

Table 4.1 Selected representative mineral compositions of gabbros, dolerites and basalts from the Beata Ridge. Analyses were performed at the University of Leicester on a JEOL8600 using standard operating conditions (counting time 6mn).

4.4.2. Major and trace elements, isotopic compositions

Major and trace element data are listed in Table 2 and plotted in Figs. 2 and 3. Except for the diorite, all the samples are basaltic in composition with 4 to 12 wt % MgO, and 44 to 50 wt % SiO₂. However, the basalts are distinct with lower SiO₂ (44 wt %) content and higher TiO₂ content (up to about 4 wt %).

Within the gabbro-dolerite group, as MgO decreases, SiO₂ remains almost constant, FeO and TiO₂ increase (Fig. 2) and CaO and Al₂O₃ decrease. Over the same MgO range, Cr and Ni decrease. The diorite is characterised by a low MgO content associated with high SiO₂, FeO and TiO₂ contents as well as a low CaO/Al₂O₃ ratio and low Cr and Ni contents. Despite the gap between 5% and 15% MgO, the major element variations suggest that the diorite is related to the gabbros and dolerites by fractional crystallisation. As the most MgO-rich basaltic samples contain olivine, the fractional crystallisation paths leading to the dioritic composition probably involved olivine followed by clinopyroxene and plagioclase. The major and trace element chemistry of the intrusive group indicate a tholeiitic affinity. The REE patterns of the gabbros and dolerites group are very homogeneous (Table 2, Fig. 3). They are almost flat [(La/Yb)_N = 0.63-1.02] with a REE content about ten times chondritic (Sun and McDonough 1989). The Nd isotopic compositions of gabbros and dolerites are uniform and indicate an isotopically depleted mantle source, with ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ranging from 0.513126 to 0.513017 (Table 3, Fig. 4).

The major and trace element chemistry of the basalts confirm their alkaline affinity. They are characterised by low MgO and SiO₂ contents, an FeO content around 13%, a CaO/Al₂O₃ ratio around 0.7 and a high TiO₂ content, compared to the gabbros and dolerites. At a given MgO content they also display higher contents in compatible elements such as Cr and Ni (Table 2, Fig. 2). They are enriched in LREE [(La/Sm)_N = 3.35 and 3.57]) and depleted in HREE

$[(\text{Sm}/\text{Yb})_N = 8.47 \text{ and } 8.34)]$ (Table 2, Fig. 3) and their Nd isotopic compositions indicate a more enriched mantle source with $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.512871 and 0.512907 (Table 3, Fig. 4).

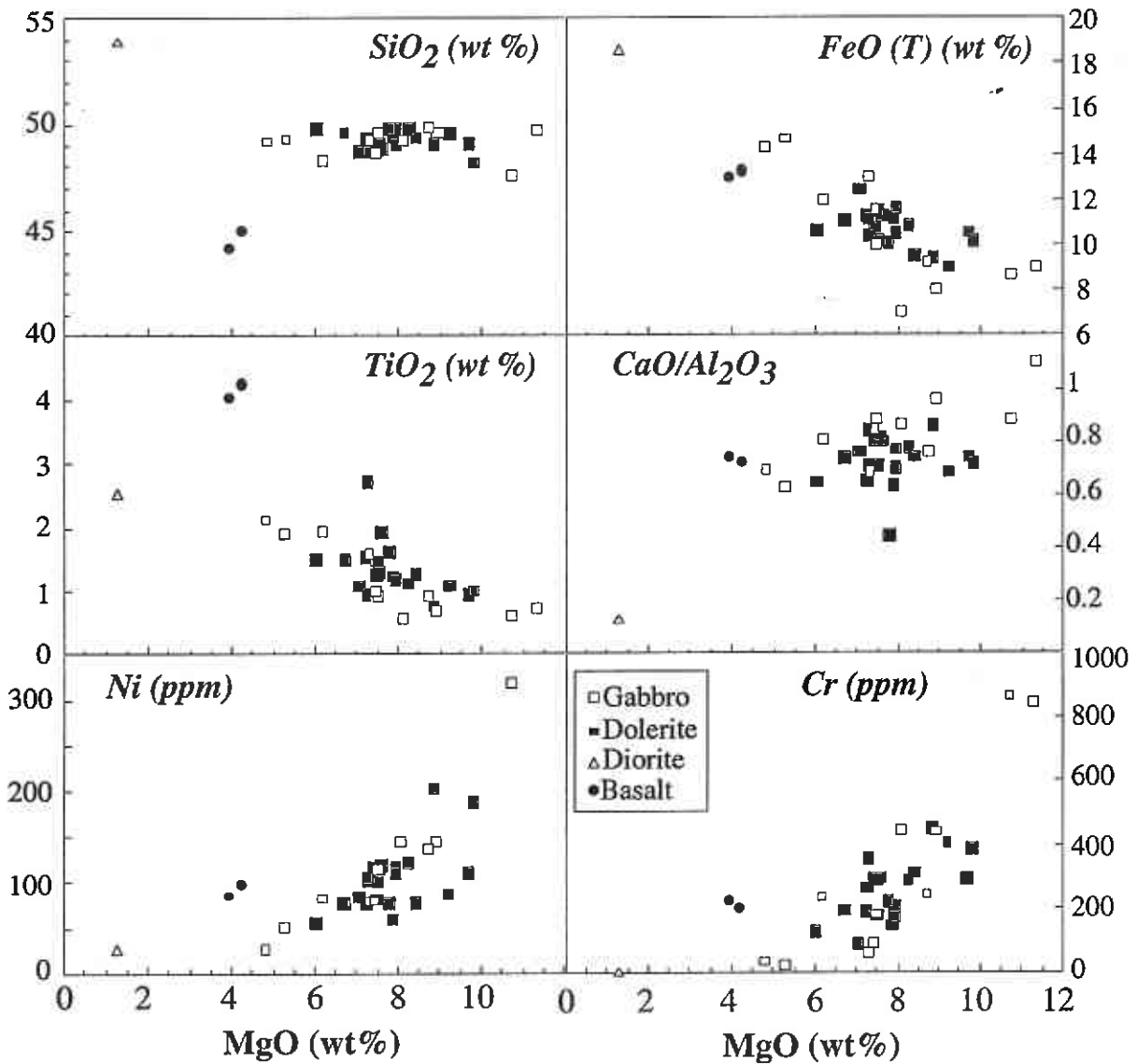


Figure 4.2 MgO versus SiO_2 , $\text{FeO}_{(T)}$, TiO_2 , $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Ni and Cr of Beata gabbros, dolerites, diorite and basalts. Fe is reported as total FeO.

	<i>Dolerite</i>											
	NB-04-06	NB-04-09	NB-04-15	NB-05-01	NB-08-01	NB-08-02	NB-08-04	NB-08-08*	NB-08-12	NB-08-13	NB-08-14*	NB-10-04
SiO ₂	49.89	49.86	49.86	48.86	49.84	49.57	49.19	49.63	49.61	49.37	49.06	49.11
Al ₂ O ₃	14.36	14.86	17.13	14.29	16.41	15.42	14.56	15.60	15.23	15.43	14.96	13.93
Fe ₂ O ₃	12.11	11.78	11.22	12.65	11.91	12.44	11.83	10.10	12.40	12.57	12.85	12.97
MnO	0.23	0.20	0.16	0.17	0.13	0.15	0.14	0.14	0.15	0.18	0.21	0.20
MgO	8.22	7.89	7.73	7.56	5.99	7.83	9.66	9.17	6.68	7.22	7.46	7.91
CaO	11.19	11.48	7.73	11.48	10.67	9.81	10.86	10.81	11.27	10.14	10.60	9.77
Na ₂ O	1.98	2.17	3.21	2.30	3.06	3.03	2.42	2.57	2.72	2.91	2.79	1.93
K ₂ O	0.77	0.45	1.14	0.58	0.35	0.38	0.29	0.80	0.31	0.49	0.44	2.89
TiO ₂	1.15	1.20	1.64	1.95	1.52	1.27	0.96	1.10	1.52	1.56	1.49	1.21
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.16	0.15	0.12	0.10	0.08	0.08	0.12	0.13	0.13	0.09
LOI	1.88	1.82	4.1	1.63	2.24	2.42	3.3	3.86	1.83	2.46	2.66	3.22
Cr	293	214	230	301	133	151	299	408	201	198	186	176
Nb	4	5	5	7	4	4	3	3.14	5	6	4.16	4
Zr	59	67	78	105	77	60	47	50.31	83	83	77.10	61
Y	25	23	18	23	24	20	18	15.14	31	36	30.08	23
Sr	99	107	115	193	100	99	82	143.02	103	100	93.76	694
Rb	44	25	10	9	4	3	9	20.33	5	14	19.05	40
Co	46	43	39	45	36	49	50	47	38	46	50	50
V	270	322	328	298	454	370	310	277	358	402	386	274
Ni	123	119	80	121	57	62	111	89	78	78	83	111
Ba	74	54	55	93	62	61	48	20.13	64	61	21.71	340
Ga	17	19	18	21	19	17	16	15	19	18	18	14
Cu	170	147	165	155	209	182	133	122	237	221	216	201
Zn	106	164	143	99	111	84	87	83	91	108	99	89
Li								67.02			39.41	
Cs								2.15			1.76	
Hf								1.62			2.39	
Ta								0.19			0.25	
U								0.20			0.15	
Th								0.24			0.46	
La								2.58			3.93	
Ce								6.75			11.48	
Pr								1.09			1.65	
Nd								5.62			8.83	
Sm								1.89			3.20	
Eu								0.76			1.19	
Gd								2.57			4.63	
Tb								0.45			0.85	
Dy								2.96			5.78	
Ho								0.64			1.26	
Er								1.83			3.73	
Tm								0.26			0.54	
Yb								1.67			3.58	
Lu								0.24			0.52	

Table 4.2 Major and trace element analyses of gabbros, dolerites and basalts from the Beata Ridge. For samples with *, traces elements were measured by ICP-MS except for Cr, Co, V, Ni, Ga, Cu and Zn. Other samples were measured by XRF. All analyses are reported on a volatile free basis.

	<i>Dolerite</i>									<i>Basalt</i>		<i>Diorite</i>
	NB-10-07	NB-10-08*	NB-11-01	NB-11-03	NB-11-04	NB-11-11	NB-13-03	NB-14-04	NB-16-08	NB-07-03*	NB-09-01*	NB-04-04
SiO ₂	48.91	48.27	49.11	49.16	49.18	49.33	49.42	48.81	48.80	45.03	44.24	53.97
Al ₂ O ₃	15.22	15.20	15.33	15.37	15.28	15.15	15.17	14.75	14.87	14.25	15.03	12.39
Fe ₂ O ₃	12.09	11.40	11.47	10.55	11.45	11.63	10.70	13.89	12.44	14.78	14.47	20.71
MnO	0.19	0.19	0.13	0.17	0.13	0.16	0.14	0.23	0.17	0.45	0.41	0.37
MgO	7.39	9.78	7.47	8.81	7.50	7.26	8.35	7.02	7.23	4.20	3.91	1.30
CaO	12.20	10.93	12.62	13.25	12.60	12.75	11.33	11.29	10.62	10.37	11.29	1.64
Na ₂ O	2.19	2.53	2.23	1.73	2.21	2.09	2.68	2.30	2.42	3.60	3.32	6.14
K ₂ O	0.42	0.56	0.24	0.09	0.24	0.55	0.83	0.47	0.45	0.74	0.85	0.43
TiO ₂	1.26	1.02	1.28	0.81	1.30	0.99	1.28	1.10	2.75	4.26	4.06	2.55
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.11	0.06	0.11	0.09	0.10	0.14	0.26	2.33	2.43	0.50
LOI	2	3.5	1.75	1.53	1.43	1.93	3.75	2.56	1.24	2.68	3.13	2.38
Cr	302	394	296	452	298	360	320	95	269	208	230	5
Nb	4	3.48	3	2	5	3	4	3	21	82.00	80.00	19.3
Zr	71	53.45	51	40	71	50	68	52	166	374.00	375.00	260
Y	22	18.04	19	20	23	21	24	27	29	33.32	25.91	76
Sr	116	99.25	85	77	118	92	167	90	305	1166.32	1143.98	135
Rb	18	13.38	2	0	4	12	18	16	4	9.22	9.77	34
Co	49	49	44	61	48	41	54	50	43	45	46	40
V	346	275	353	282	340	333	360	337	383	300	266	107
Ni	117	189	103	204	117	105	80	86	107	98	87	27
Ba	50	87.03	41	39	47	46	123	69	78	233.54	223.17	120
Ga	17	17	17	16	18	16	17	17	22	28	27	28
Cu	147	121	116	117	144	104	204	220	163	202	150	19
Zn	78	130	87	69	115	74	73	99	114	212	208	151
Li		39.63								16.20	15.11	
Cs		1.61								0.29	0.29	
Hf		1.61										
Ta		0.22										
U		0.35								0.82	0.90	
Th		0.26								2.02	2.72	
La		2.93								81.80	78.01	
Ce		7.73								187.09	170.87	
Pr		1.25								22.20	20.62	
Nd		6.37								86.26	78.61	
Sm		2.16								14.89	13.31	
Eu		0.86								4.18	3.79	
Gd		3.02								12.00	9.80	
Tb		0.52								1.36	1.21	
Dy		3.42								6.97	6.07	
Ho		0.73								1.18	1.00	
Er		2.14								2.80	2.41	
Tm		0.31								0.34	0.30	
Yb		1.95								1.90	1.73	
Lu		0.28								0.26	0.23	

Table 4.2 (continued)

	<i>Gabbro</i>										
	NB-04-01*	NB-04-02*	NB-08-16	NB-09-07*	NB-10-01	NB-10-03	NB-10-06	NB-11-05	NB-13-10*	NB-14-05*	NB-15-05
SiO ₂	49.35	49.31	49.25	48.39	49.69	49.28	49.78	49.64	49.85	48.77	47.69
Al ₂ O ₃	13.40	14.06	13.96	14.76	14.84	16.87	12.03	15.04	15.16	14.79	15.37
Fe ₂ O ₃	16.37	14.53	16.03	13.39	8.99	7.91	10.09	11.17	10.37	12.87	9.74
MnO	0.25	0.25	0.28	0.20	0.17	0.14	0.19	0.15	0.23	0.18	0.19
MgO	5.25	7.27	4.79	6.15	8.91	8.06	11.28	7.46	8.69	7.40	10.67
CaO	8.49	9.64	9.76	11.97	14.33	14.66	13.26	13.23	11.58	12.59	13.59
Na ₂ O	4.05	2.45	3.22	2.60	1.83	2.09	1.63	2.10	2.24	1.96	1.70
K ₂ O	0.73	0.74	0.41	0.39	0.45	0.33	0.92	0.17	0.85	0.34	0.33
TiO ₂	1.93	1.61	2.14	1.98	0.71	0.60	0.74	0.96	0.93	0.99	0.64
P ₂ O ₅	0.18	0.14	0.17	0.17	0.07	0.05	0.08	0.07	0.08	0.10	0.08
LOI	2.39	2.1	1.92	1.47	1.78	2.12	3.26	1	3.1	1.6	3.4
Cr	31	66	36	242	445	448	855	188	251	97	870
Nb	5.91	4.88	5	4.20	2	2		3	2.00	2.54	1.6
Zr	59.56	66.43	103	113.29	34	32		48	41.15	41.87	30
Y	28.30	23.48	38	33.69	14	11		19	17.29	20.38	11
Sr	130.20	102.00	103	138.05	105	138		85	75.02	81.24	93
Rb	18.26	73.09	8	9.39	9	5		2	27.95	13.68	6
Co	58	52	43	49	37	33		57	49	46	59
V	412	371	556	414	263	215		328	336	316	216
Ni	52	81	29	84	147	147		116	138	82	318
Ba	45.90	26.06	77	31.15	57	58		38	15.07	19.91	39
Ga	19	19	22	21	14	14		16	15	16	13
Cu	159	184	219	206	133	137		153	175	154	95
Zn	98	117	162	91	86	51		83	124	82	108
Li	13.42	37.40		21.50					44.41	16.32	
Cs	1.42	3.85		0.74					2.88	1.12	
Hf	2.24	2.09		3.44					1.29	1.44	
Ta	0.40	0.33		0.26					0.12	0.15	
U	0.58	0.70		0.32					0.39	0.24	
Th	0.25	0.31		0.34					0.22	0.23	
La	4.26	4.14		4.35					1.85	2.39	
Ce	12.65	10.98		13.42					5.05	6.34	
Pr	2.03	1.88		2.26					0.82	1.01	
Nd	10.66	9.66		12.41					4.49	5.35	
Sm	3.66	3.18		4.31					1.70	1.93	
Eu	1.28	1.26		1.58					0.73	0.79	
Gd	4.85	4.30		5.90					2.58	2.96	
Tb	0.83	0.75		1.01					0.47	0.54	
Dy	5.51	4.91		6.65					3.27	3.76	
Ho	1.14	1.02		1.40					0.72	0.85	
Er	3.27	2.91		4.06					2.14	2.52	
Tm	0.45	0.42		0.58					0.31	0.37	
Yb	3.01	2.67		3.70					2.01	2.48	
Lu	0.44	0.39		0.53					0.29	0.38	

Table 4.2 (continued)

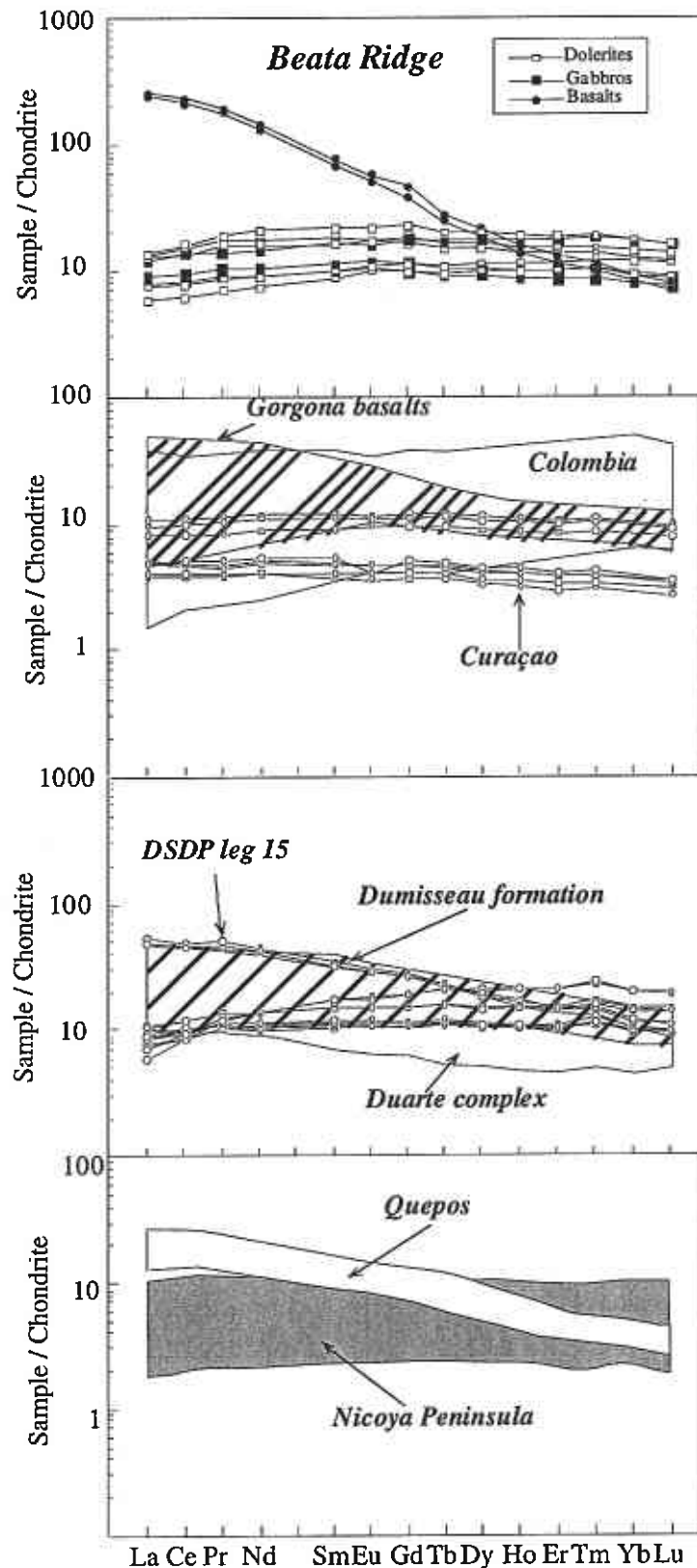


Figure 4.3 Rare earth elements patterns, normalised to chondrite (Sun and McDonough 1989) of a) Beata gabbro, dolerites and basalts. Symbols identical to Fig. 2; b) Curaçao picrites and basalts (Révillon et al. 1999b), Gorgona basalts (Kerr et al. 1996a; Arndt et al. 1997), and Colombia basalts (Kerr et al. 1997); c) DSDP leg 15 (Sinton et al. 1998), Dumisseau formation (Haiti) (Sen et al. 1988; Sinton et al. 1998) and Duarte complex (Lapierre et al. 1997); d) Nicoya Peninsula and Quepos in central America (Sinton et al. 1997; Hauff et al. 1997).

		Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
Dolerites	NB-08-08	1.90	5.64	0.2033	0.513030	± 8	7.65	7.60
	NB-08-14	3.25	9.07	0.2170	0.513045	± 12	7.94	7.73
	NB-10-08	2.19	6.53	0.2031	0.513022	± 14	7.49	7.43
Gabbros	NB-04-01	3.72	11.01	0.2042	0.513017	± 10	7.39	7.32*
	NB-04-02	3.10	9.25	0.2025	0.513017	± 13	7.39	7.34
	NB-09-07	4.36	12.49	0.2109	0.513126	± 7	9.52	9.39
	NB-13-10	1.74	4.57	0.2304	0.513067	± 7	8.37	8.04
	NB-14-05	1.93	5.37	0.2179	0.513085	± 8	8.72	8.56
Basalts	NB-07-03	15.37	89.41	0.1040	0.512871	± 8	4.55	5.46
	NB-09-01	14.53	81.87	0.1073	0.512907	± 14	5.25	6.10*

Table 4.3 Nd isotope compositions of Beata samples. Sm and Nd concentrations were measured by isotopic dilution. $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ of samples with * were calculated assuming an age of 75 Ma.

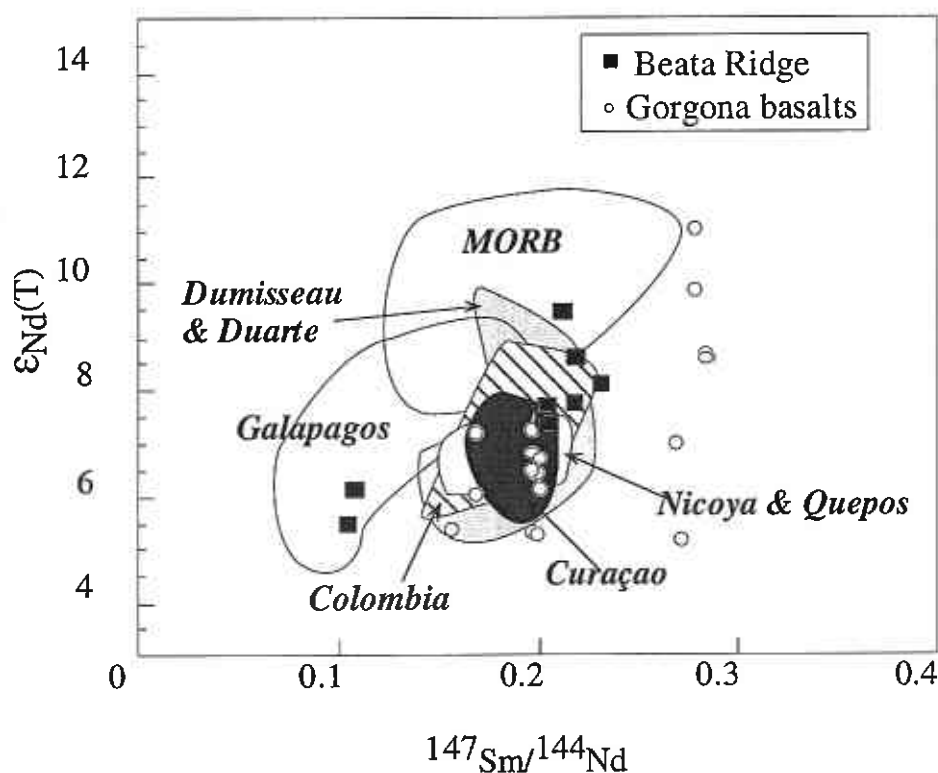


Figure 4.4 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ versus age corrected ϵ_{Nd} of Beata samples together with fields for Haiti, Curaçao, Colombia, central America, Galapagos islands and Pacific MORB. Opened circles are data from Gorgona basalts. Source of data listed in Fig.3 and Galapagos islands: (White et al. 1993); MORB: (Cohen and O'Nions 1982; White et al 1987).

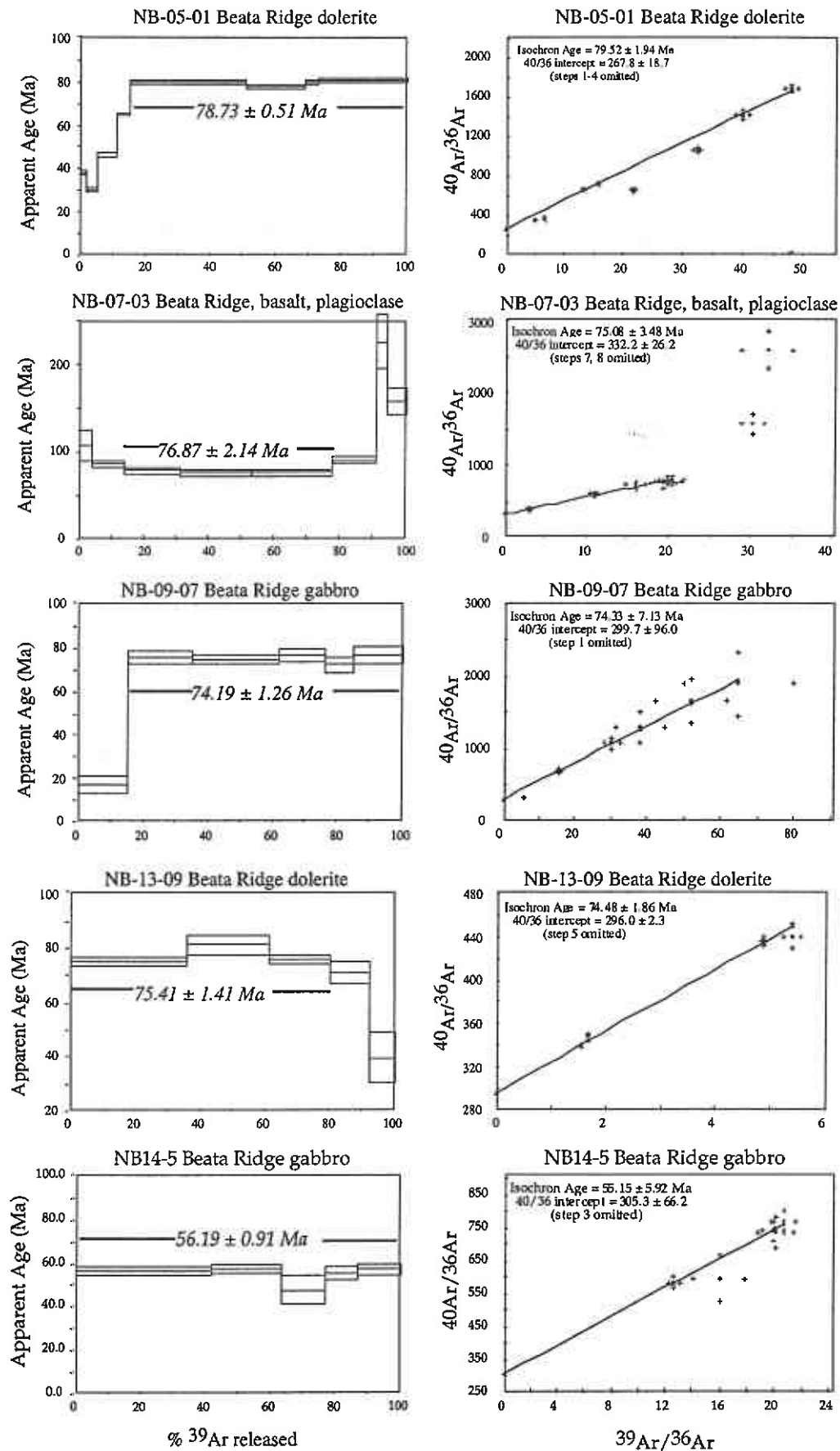
4.4.3. Geochronology

Results from ^{40}Ar - ^{39}Ar incremental heating experiments are summarized in Table 4 and representative data are presented graphically in Fig. 5. Fitted Ar isotopic ratios from incremental temperature step measurements are used in two ways. Assuming that initial sample Ar compositions were atmospheric (initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$), step ages are plotted against cumulative percent ^{39}Ar released, as age spectrum or plateau diagrams. In addition, isotope correlation diagrams, i.e., $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, are examined for colinear step compositions whose slope is equivalent to age since crystallization and whose $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ intercept gives the initial Ar composition of the rock or mineral. We accept an apparent age as an accurate estimate of the sample crystallization age if several statistically testable conditions are met (Dalrymple et al. 1981; Pringle 1993) namely, (1) a well-defined, mid-to high-temperature plateau is formed by at least three concordant, contiguous steps representing a significant portion of the total ^{39}Ar released, (2) a well-defined isochron exists for the plateau step Ar compositions, and (3) the plateau and isochron ages are concordant.

These criteria are met for eight of the samples (NB05-01, NB-07-03, NB-08-08, NB-08-14, NB-09-07, NB-13-03, NB13-09, and NB-14-05) listed in Table 5. Sample NB-04-02 fails only in that plateau and isochron ages are slightly discordant. Age spectra vary from undisturbed, flat profiles (NB-14-05), to profiles with slight Ar-loss (NB-05-01, NB-09-07) or Ar-recoil (NB-13-09). Samples that failed to produce acceptable crystallization ages exhibited more severe Ar-loss or Ar-recoil patterns (e.g., NB-11-03, NB-16-08). One plagioclase separate (NB-07-03) showed evidence of excess Ar (undegassed mantle component), particularly in low and high temperature steps, producing a "saddle-shaped" spectrum. The middle temperature steps from this sample provide a plateau age that is slightly older than, but within analytical uncertainty of, the isochron age. Total fusion ages, equivalent to conventional K-Ar age determinations, were calculated by adding gas fractions from all the steps, and show a much wider range than the acceptable crystallization ages because of Ar-loss and excess-Ar effects. Where only Ar-recoil has affected the age spectrum by redistribution of ^{39}Ar and ^{37}Ar during irradiation, such as dolerite NB-16-08, the total fusion age (90.6 Ma) is a reasonable estimate of the crystallization age.

The predominant age of magmatic activity represented by these Beata Ridge intrusive and volcanic rocks is 75-80 Ma, or Campanian. A subordinate intrusive phase occurred at 55-56 Ma (NB-08-08 and NB-14-05). There is weak evidence (NB-16-08, total fusion age) for the initial Turonian event observed across the entire Caribbean plate (Sinton et al. 1998), although biostratigraphic data (Mauffret et al. 1999) confirm that Turonian-Cenomanian sediments occur with basalts at dive profile NB-07, while Turonian-Santonian sediments were recovered at DSDP sites 151 and 153 on the southern Beata Ridge (Edgar and Saunders 1973). Recent radiometric and biostratigraphic dating at ODP site 1001 (Hess Escarpment) to the west determined that volcanic activity at that location occurred at 80 Ma (middle Campanian). The two older events (Turonian, middle Campanian) have been documented at many locations across the plate (Sinton et al., 1998) and reflect a two-stage volcano-tectonic history.

Chapitre 4 : A complex history for the Caribbean plateau: Petrology, geochemistry and geochronology of the Beata Ridge, south Hispaniola



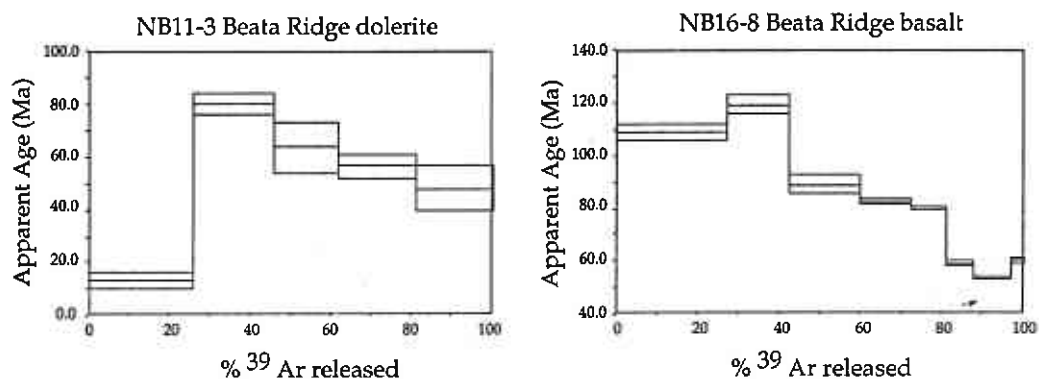


Figure 4.5 Ar/Ar age spectra and isochron plots of selected samples from the Beata ridge.

Sample Number	Material	Total Fusion Age (Ma)	Plateau Age (Ma)	^{39}Ar % of Total	Isochron Age (Ma)	N	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ Intercept $\pm 1\sigma$
NB-04-02	plag, gabbro	77.4	77.92 ± 0.23	74	80.91 ± 0.71	6	262.8 ± 8.3
NB-05-01	WR, dolerite	77.6	78.73 ± 0.51	83	79.52 ± 1.94	4	267.8 ± 18.7
NB-07-03	plag, basalt	86.7	76.87 ± 2.14	66	75.08 ± 3.48	7	332.2 ± 26.2
NB-08-08	WR, dolerite	48.1	55.26 ± 1.24	57	52.88 ± 2.01	6	296.2 ± 1.4
NB-08-14	plag, dolerite	84.2	81.10 ± 0.51	60	79.53 ± 0.93	7	292.7 ± 3.5
NB-09-01	WR, basalt	48.0	no plateau developed (recoil)				
NB-09-07	WR, gabbro	66.1	74.19 ± 1.26	85	74.33 ± 7.13	5	299.7 ± 96.0
NB-10-08	WR, dolerite	43.5	no plateau developed (recoil)				
NB-10-09	WR, basalt	69.1	$79.86 \pm 0.85^*$	16	no isochron		
NB-11-03	WR, dolerite	63.9	no plateau developed (recoil)				
NB-13-03	plag, dolerite	112.3	no plateau developed (recoil)				
NB-13-03	WR, dolerite	72.7	78.82 ± 0.46	40	79.32 ± 1.03	6	263.5 ± 5.4
NB-13-09	WR, dolerite	72.9	75.41 ± 1.41	78	74.48 ± 1.86	4	296.0 ± 2.3
NB-13-10	plag, gabbro	68.7	77.29 ± 0.42	48	74.52 ± 1.09	6	278.0 ± 3.6
NB-14-05	WR, gabbro	55.2	56.19 ± 0.91	100	55.15 ± 5.92	5	305.3 ± 66.2
NB-16-08	plag, dolerite	55.3	no plateau developed (recoil)				
NB-16-08	WR, dolerite	90.6	no plateau developed (recoil)				

Table 4.4 ^{40}Ar - ^{39}Ar Incremental Heating Ages for Rocks from the Beata Ridge, central Caribbean Plateau. Ages are reported relative to biotite monitor FCT-3 (28.04 ± 0.12 Ma), which is calibrated against hornblende Mmhb-1 (523.5 Ma, Renne et al., 1994). Plateau ages are the mean of concordant step ages (N = number of steps), weighted by the inverse of their variances. Calculations use the following decay and reactor interference constants: $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda_b = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$; $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000264$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000673$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.01$. J is the neutron fluence factor, determined from measured monitor $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.
* single step only (reheating profile).

4.5. Petrogenesis of the Beata Ridge

4.5.1. Alteration.

Due to the intense alteration of the majority of samples, the chemical effects of element mobility must be considered before any interpretation of the petrogenesis of the rocks. In some samples, the secondary paragenesis, which may represent up to 30 vol % of the rocks, consists of clay minerals (saponite?), biotite and/or amphibole (actinolite, hornblende). These minerals form aggregates of brownish-green cryptocrystalline material or needle-shaped crystals. Amygdales and veins filled by clay minerals or chlorite that is variably recrystallized to biotite, are sometimes associated with calcite, zeolite or albite, with or without opaque minerals and secondary quartz. This secondary paragenesis develops essentially from pyroxene (ouralitisation) and olivine. Plagioclase is sometimes weathered but in places is remarkably fresh.

This mineralogy, especially the presence in some samples of biotite and hornblende, suggests high-temperature hydrothermal alteration which may be sub-contemporaneous with emplacement and solidification. The same hydrothermal activity may have been responsible for breccias containing volcanic clasts cemented by calcite. On the other hand, the spheroidal structures of some gabbros and dolerites appear to be due to weathering, which may have been subaerial.

The chemical effects of element mobility by weathering and/or hydrothermal alteration can be deduced from the trace element data. As a first indication, loss-on-ignition (LOI) varies from 1 to 4%. In Fig. 6, the element Zr, which is usually regarded as immobile, is plotted against Nb, Ti, Eu, Rb, Sr and Ba. Elements such as Rb, Ba and also Sr display almost no correlation with Zr, which strongly implies that they were mobilised during post-emplacement phenomena. Variations of these elements will not be discussed further. In contrast, elements such as Nb, Ti and also Eu and the other REE display a good correlation with Zr, implying relative immobility during alteration.

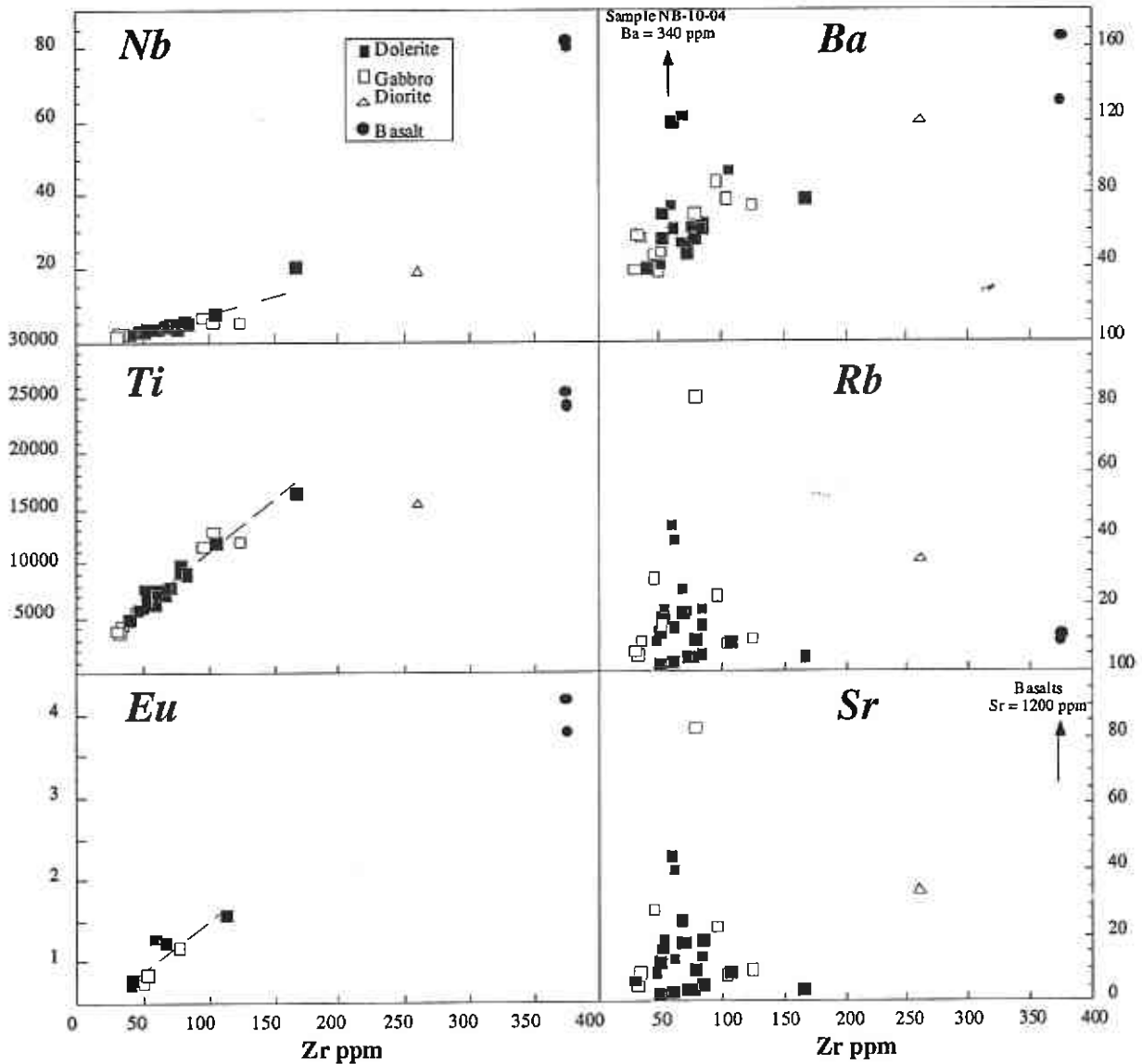


Figure 4.6 Zr versus Nb, Ti, Eu, Ba, Rb and Sr for Beata gabbros (open squares), dolerites (filled squares), diorite (open triangle) and basalts (filled circles). Nb, Ba, Rb and Sr were measured either by XRF or ICP-MS; Eu by ICP-MS and Ti by XRF. Ba, Sr and Rb display almost no correlation with Zr whereas Nb, Ti and Eu show good correlations.

4.5.2. Conditions of emplacement

Within the gabbro-dolerite group, the variations in textures reflect very large differences in cooling rates during emplacement and crystallisation. Fine-grained rocks are more abundant than coarse-grained granular rocks. They show doleritic textures formed by a framework of euhedral plagioclase, and some are porphyritic and show large differences in grain size, even in the same sample. Moreover, pyroxene habits vary from sample to sample. Clinopyroxene is usually intergranular in the finest-grained samples – those subject to high cooling rates, and becomes ophitic in the coarse-grained rocks – which formed at low cooling rates. Nevertheless, in the coarse-grained rocks, the presence of acicular apatite points to rather rapid cooling rates.

A few samples are very fine-grained and/or highly weathered and they may correspond to chilled margins of intrusions or lava flows. Rare enclaves or plagioclase recrystallisation in several samples also indicate intrusive relationships, perhaps between sub-contemporaneous sills.

On the basis of these observations it can be inferred that the Beata Ridge formed in a subsurface, hypovolcanic environment as overlapping sills and/or dikes. Each intrusion shows evidence of high cooling rates toward its margins (chilled margins and fine grain sizes) and slower rates toward the cores (granular coarse-grained rock in the thicker intrusions). Such an emplacement environment is also suggested by the variations in the clinopyroxene compositions. On a pyroxene classification diagram, two different trends of augite compositions can be noted (Fig. 7). The relatively fine-grained and intergranular augites of samples NB-10-08 and NB-11-03 essentially follow a trend from diopside to low-Ca augite. This trend also includes the compositions of the coarser augite enclosing exsolution lamellae of Ca-poor pyroxene in sample NB 04-02. The coarse and sub-ophitic augite of sample NB-09-07 defines a trend to augite richer in Ca. Although these variations are not perfectly correlated with textures and grain size, the low-Ca trend could relate to higher cooling rates of relatively high temperature pyroxenes while the other indicates lower cooling rates in pyroxenes equilibrated at lower temperature (e.g. Smith and Lindsey 1971).

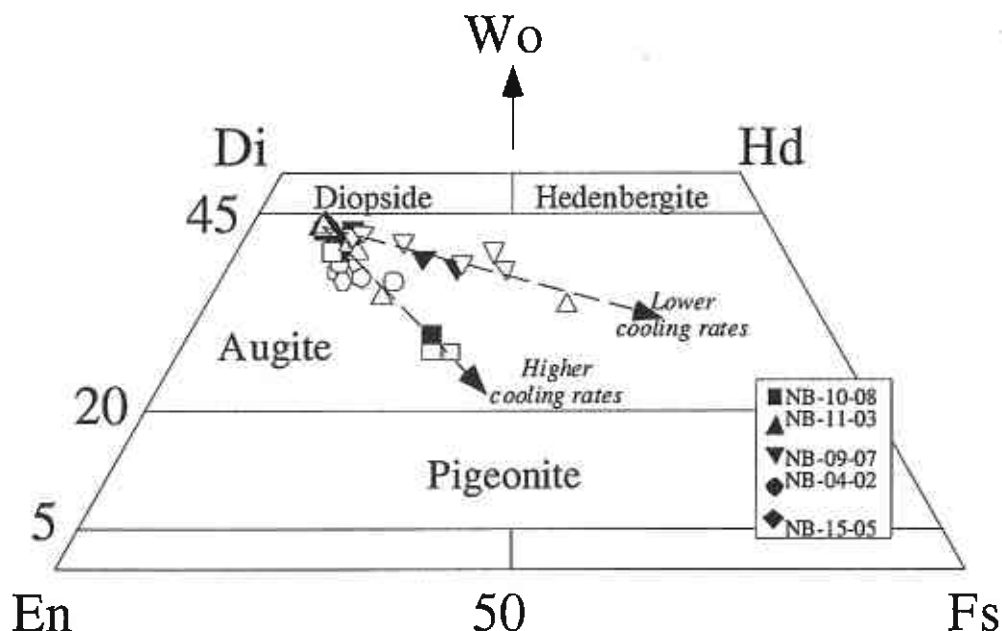


Figure 4.7 Clinopyroxenes compositions of Beata gabbros (NB-04-02, NB-09-07 and NB-15-05) and dolerites (NB-10-08 and NB-11-03). Filled symbols represent cores and the open symbols represent rims. Samples NB-10-08 and NB-11-03 display fine-grained intergranular textures which suggest high cooling rates. Samples NB-09-07, NB-04-02, and NB-15-05 display respectively fine-grained intergranular to subophitic, fine-grained subophitic and coarse-grained ophitic textures which indicate increasingly lower cooling rates.

4.5.3. Parental liquids compositions and magma evolution

From their very different ages, and despite their uniform compositions, it is evident that all gabbros and dolerites cannot belong to the same magmatic sequence. Most have compositions that are too evolved to have been in equilibrium with mantle peridotite; they do not represent primary melts but have differentiated from more MgO rich parental liquids. The mineral assemblages indicate fractional crystallisation including olivine (for the most magnesian samples) followed by plagioclase and clinopyroxene. Some textures, particularly those with intergranular (rather than ophitic) clinopyroxenes may indicate that crystallisation of plagioclase and clinopyroxene was coeval. Intense weathering prevented us from obtaining reliable olivine analyses that could be used to calculate parental liquid compositions. Examination of sample NB-15-05 (MgO: 10.67 wt %, olivine 16-17 vol %) suggests some accumulation features, such as aggregates of several crystals, of olivine. This sample is also the richest in olivine crystals. This gabbro probably contains excess olivine and was derived from a parental liquid with a MgO content less than that of the whole rock. In contrast sample NB-10-06 (MgO 11.27 wt %, olivine 2 vol %), does not show any accumulation features and was probably derived from a parental liquid with a MgO content slightly higher than the whole rock, around 12 wt % MgO. We can therefore suggest that the MgO content of the parental liquids of the gabbros and dolerites was about 10-12%.

As can be seen in Fig. 3, four samples have higher REE contents than the others. These also have low Mg#. Their higher trace-element contents can therefore be attributed to fractional crystallization. When estimating the depth and degree of partial melting we considered only the four samples with the lowest REE contents.

As shown in the previous sections, the gabbros and dolerites from Beata display a peculiar geochemical signature in which a flat REE pattern is associated with a depleted Nd isotopic composition (Figs. 3 and 4). In other words, magmas with chondritic Sm-Nd ratios were derived from a source that for a considerable time before melting had a high Sm-Nd ratio. This combination requires either that the Nd/Sm ratio of the source was increased a short time before the formation of the magmas, or that these elements were fractionated during the melting event. We are reluctant to advocate the first explanation, which is commonly referred to as mantle metasomatism, because it is largely unconstrained, and because it is unlikely to account for the uniformity of patterns seen not only in the Beata samples but also in oceanic plateau basalts from many other areas. Metasomatism should fractionate elements with different geochemical behaviour to produce non-chondritic ratios of these elements. As is seen in Figs. 3 and 9b, the Beata samples have essentially chondritic ratios of most of the immobile trace elements. Instead we explain the chondritic REE patterns in terms of melting processes.

During equilibrium melting, liquid and solid portions remain in contact and are in equilibrium during the entire melting interval. In contrast, fractional melting produces infinitesimal increments of melt that are continuously extracted from the residue. An intermediate process is dynamic or critical melting, during which a small fraction of the liquid remains in the source. Once extracted the liquids may pass directly to the surface or they may accumulate and mix, a

process referred to as pooling of melts. To establish which process was involved, we have considered three different mechanisms: (a) equilibrium (batch) melting (Gast 1968; Shaw 1970); (b) aggregated fractional melting (pooled melts) (Gast 1968; Shaw 1970) and (c) critical melting (Sobolev and Shimizu 1993; Gurenko and Chaussidon 1995). Fractional and critical melting rapidly strip the residue of incompatible elements and results in highly depleted liquids; in contrast, if these melts accumulate and pool, the final liquid will be virtually indistinguishable from liquids produced by equilibrium melting (Johnson et al. 1990).

To establish which partial melting process is involved and which is capable of producing flat REE patterns from a LREE-depleted source, we have compared REE patterns calculated using the three different models, with those of our samples (Fig. 8). The parameters used in the modelling are given in the caption of Fig. 8. Melting is assumed to start in the spinel stability field, because the HREE provide no indication that garnet was involved. The source had the REE pattern of depleted upper mantle calculated on the basis of Hofmann's (1988) estimate of N-MORB.

Results of the modelling are presented on Fig. 8. For very small fractions of batch melting, the calculated REE spectra are enriched in LREE and become flat for higher degrees (Fig. 8a). As expected, a pooling of melts process produce similar REE patterns (Fig. 8b). In contrast, liquids produced by critical melting are far more variable (Fig. 8c). Low-degree melts are enriched in LREE whereas more advanced melts are very strongly depleted. From this modelling, it is evident that (a) either batch melting or pooling of melts reproduces flat REE pattern from a LREE-depleted source and (b) none of the REE patterns obtained with a critical melting process is flat. In both batch melting or pooling of melts, the degree of partial melting is estimated between 10% and 15%. This level of partial melting is consistent with experimental data of Hirose and Kushiro (1993) who showed that melts with 10-12% MgO are obtained by 10-20% partial melting of the peridotite KLB-1 at pressures around 15 kbar .

Although the results of modelling with batch melting and pooled melts are similar, the latter process is more realistic in view of the high degree of melting that is involved. Experiments on peridotite melting have shown that melt fractions become interconnected at degrees of melting as low as 1% which allows melt to be extracted (Sparks 1992 and references therein).

We conclude that the liquids that fed the Beata Ridge intrusions represent pooled melts formed through 10-15% melting of LREE-depleted spinel peridotite.

The strong enrichment of LREE and depletion of HREE in the alkali basalts from the Beata Ridge are interpreted in terms of lower degrees of partial melting at greater depths, in the stability field of garnet.

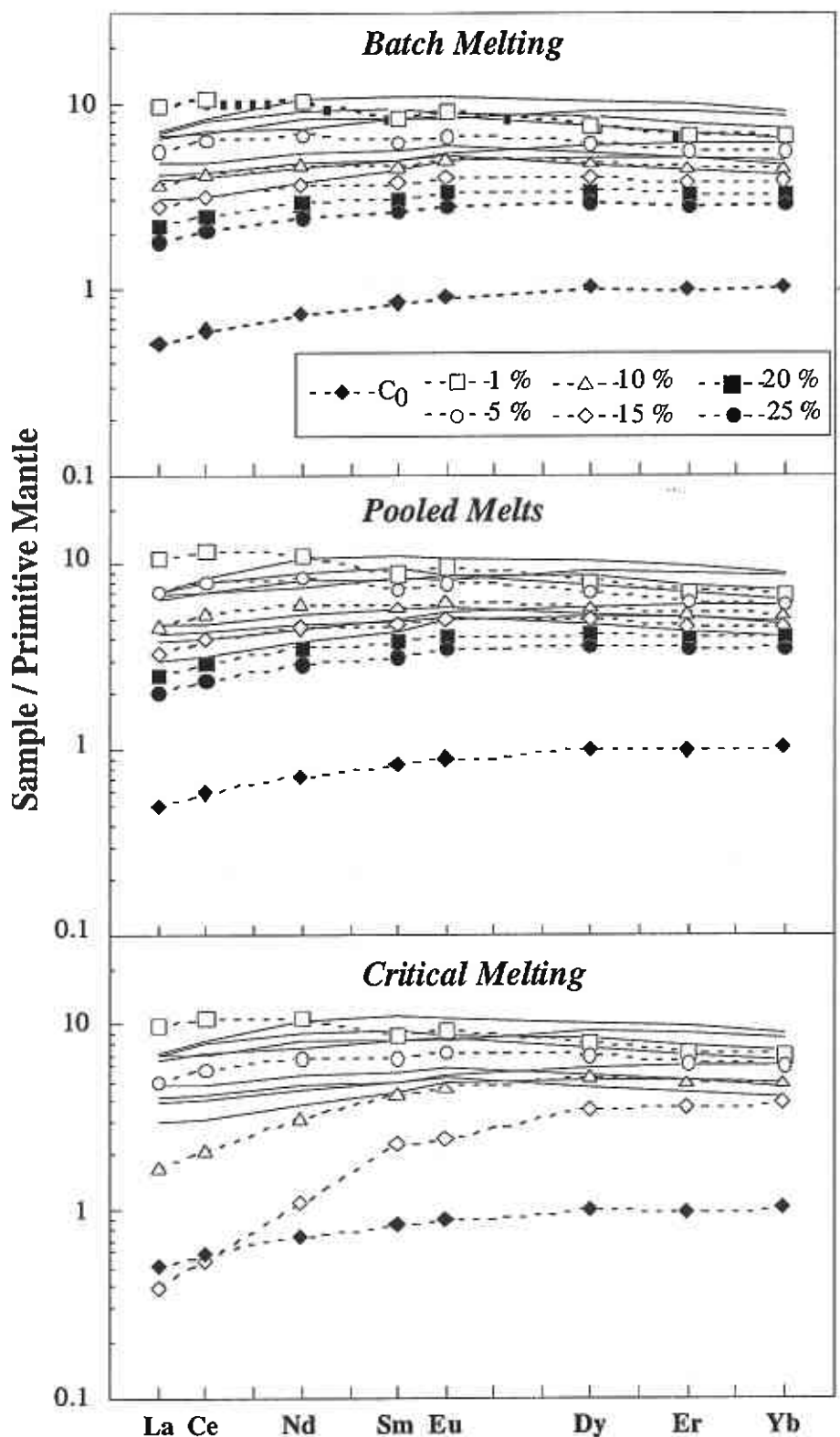


Figure 4.8 Rare Earth Elements patterns, normalised to Primitive Mantle (Hofmann 1988) of Beata gabbros and dolerites together with calculated patterns using (a) batch melting, (b) pooling of melts and (c) critical melting with 3% liquids retained in the source residue. Filled diamonds represent the mantle source calculated after Hofmann (1988). Open squares represent 1% of partial melting ; open circles: 5%; open triangles: 10%; open diamonds: 15%; filled squares: 20% and filled circles: 25%. Partition coefficient taken from Gurenko and Chaussidon (1995) and Shimizu et al (1982). Mantle source mineralogy ol: 55%, opx: 25%, cpx: 15% and spinel: 5%, melting mode ol: 10%, opx: 20%, cpx: 68% and spinel: 2%.

4.6. Timing of magmatism

Published ^{40}Ar - ^{39}Ar ages from different parts of the Caribbean plateau, together with our new radiometric ages, are shown in Fig. 9a. There are three peaks, the first at 88-90 Ma, a second centred at 75-76 Ma and a third smaller peak at 55 Ma. If these peaks represent the timing of major volcanic events, then the plateau formed during three magmatic episodes, instead of the two previously suggested (90-88 Ma and 75-76 Ma) (Kerr et al. 1997; Sinton et al. 1998). The older appears to be volumetrically the most important, because it is found throughout the Caribbean (in the north in the Duarte complex and the Dumisseau formation, in the center of the plateau at DSDP Leg15, and in the south at Curaçao). It is also recognised in mainland Colombia and on Gorgona (Kerr et al. 1997; Sinton et al. 1998) and in the Nicoya peninsula, in Central America (Sinton et al. 1997). The second episode is also significant, being reported on the Beata Ridge, at site 152 of DSDP Leg 15, on Curaçao and in Colombia. Two samples with younger ages have been reported, one is from the Siête Cabezas formation and a second one is from Quepos (Sinton et al. 1997; Sinton et al. 1998). The youngest episode is identified only on the Beata Ridge.

It is significant that rocks from the three age groups, including the two age groups of the Beata Ridge, share the same geochemical characteristics. As can be seen from Figs. 3, 4 and 9b, critical ratios such as Nb/Zr or La/Sm, which monitor their trace-element patterns, are identical in all the gabbros and dolerites: all have flat REE patterns and chondritic ratios of other incompatible elements, combined with positive ϵNd values. As can be seen in Fig. 3, the flat REE patterns are very similar to those of basalts and picrites from other parts of the Caribbean plateau (e.g. Curaçao, Révillon et al. 1999b) the least-depleted basalts from Gorgona (Echeverria 1980; Aitken and Echeverria 1984; Kerr et al. 1996a; Arndt et al. 1997), basalts from Colombia and the central Caribbean basin (Donnelly et al. 1973; Kerr et al. 1997; Sinton et al. 1998) and from central America in the Nicoya Peninsula and Quepos (Hauff et al. 1997; Sinton et al. 1998). As for the Beata Ridge, initial Nd isotopic compositions for samples throughout the Caribbean plateau are high (ϵNd from +5 to +10) indicating depleted mantle source(s) (Fig. 4). This homogeneity in time provides evidence of an extended magmatic history during which magmas with comparable geochemical signatures were formed.

The problem is to establish how magmas with similar compositions could have formed in the same part of the plateau, in three separate pulses, over a period of 35 million years. It is commonly assumed that the magmas of the Caribbean and other plateaux result from melting in mantle plumes. According to orthodox plume theory as propounded by Griffiths and Campbell (1990), White and McKenzie (1989) or Richards et al. (1989), such magmas form through melting in the large head of a starting plume. A problem with this theory is that only one head normally forms, and this should result in a single magmatic pulse. Two-headed plumes have been advocated by Bercovici and Mahoney (1994) who suggest that passage across the transition zone would retard the movement of part of the entrained material. But are three-headed plumes conceivable?

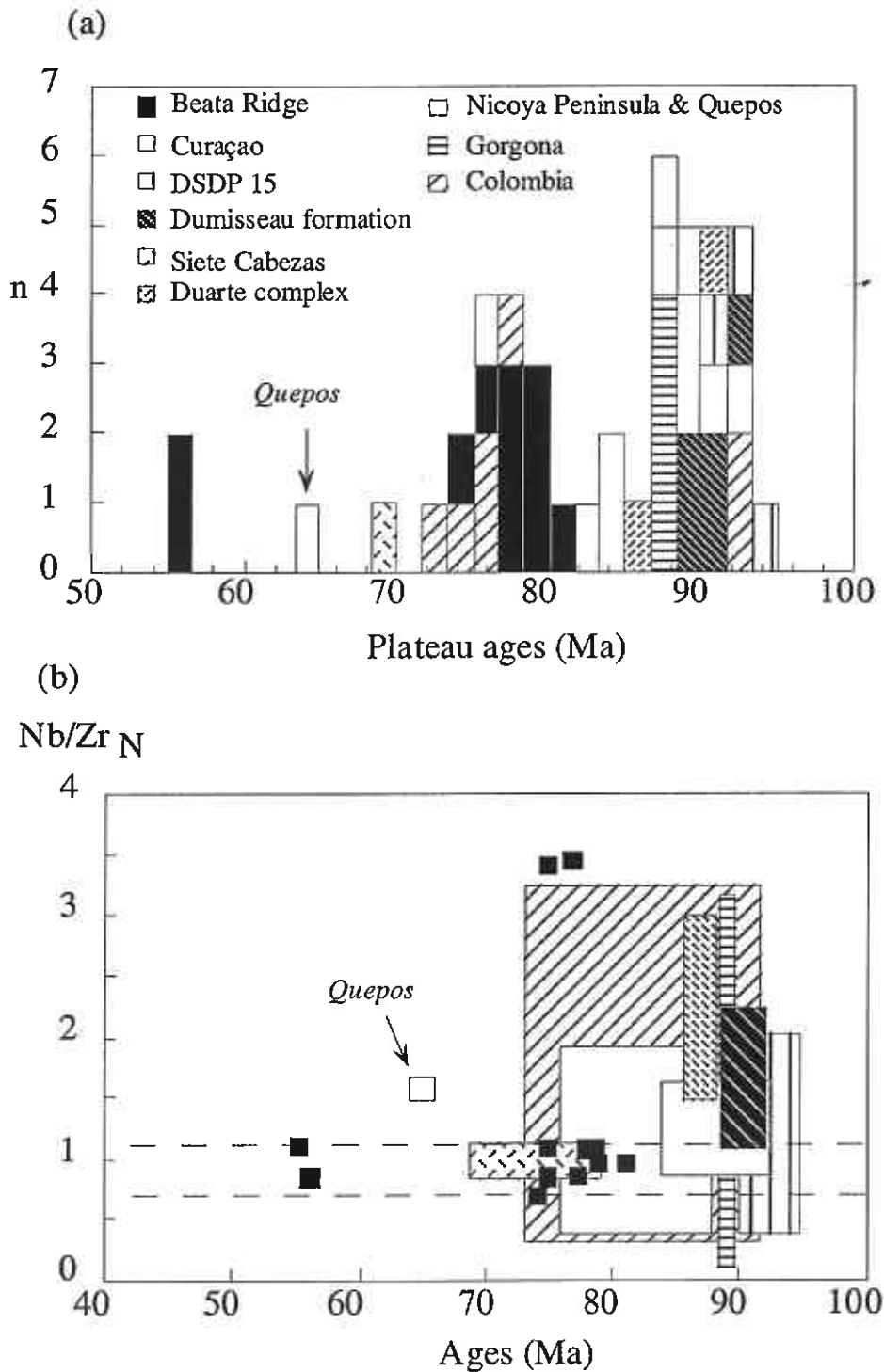


Figure 4.9 (a) Frequency histogram of $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages obtained in the Caribbean province. Three peaks are identified centered at 88 Ma, 76 Ma and 55 Ma. Source of data listed in Fig. 3.
 (b) $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ (normalised to primitive mantle) versus age (Ma) Of the Caribbean Province. Note the similarity of geochemical characteristics at any age.

To account for the three magmatic pulses in the Beata Ridge and other parts of the Caribbean plateau, we need to consider three hypotheses.

(a) *multiple plumes*, the arrival at the base of the Caribbean lithosphere of three separate plumes, each of which formed independently.

(b) *a serial plume*, our name for a single plume that strikes repeatedly and episodically in the same region and in the same manner.

(c) *melting due to tectonic processes* unrelated to mantle plumes, such as extension of the lithosphere and adiabatic melting of upwelling mantle.

These models have very different implications concerning the nature of the source held to be responsible for the formation of the province. The similarity of both trace-element and isotopic signatures suggests that the composition of the source did not change and that identical partial melting conditions were reproduced at the three ages. Therefore, a multiple plume model implies melting of several different mantle sources that happened to have similar compositions while a serial plume model implies repeated melting of material from the same source. In an extensional melting model material of the same composition must be retapped several times, perhaps through remelting of relict plume source underplated to the base of the plateau.

When we consider the oldest 90-88 Ma event, there is, in our opinion, no credible alternative to the plume hypothesis. At different places throughout the Caribbean, such as on Curaçao and Gorgona islands, the primary magmas were highly magnesian, with picritic or komatiitic compositions (Klaver 1987; Kerr et al. 1996a; Kerr et al. 1996b; Arndt et al. 1997; Révillon et al. 1999a; Révillon et al. 1999b). Petrogenetic modelling carried out by Farnetani et al. (1996) also demonstrated that the primary magmas that fed oceanic plateaux such as the Caribbean were of picritic composition. Formation of such high-MgO liquids implies temperatures higher than those usually inferred for the upper mantle (McKenzie and Bickle 1988). Moreover, it has been shown that only a high temperature mantle plume can explain the formation of immense volumes of basaltic magma (McKenzie and Bickle 1988).

For the two younger events, at 76 Ma and 55 Ma, there are more possibilities. If it is accepted that a plume was the source of the first magmatic pulse, then the main question is to establish whether the two subsequent events were caused by plume or non-plume processes.

From a geochemical point of view, the similarity in both trace-element and isotopic compositions of magmas formed during the three episodes favours plume-related processes. In Figs. 10 and 11 the compositions of mafic rocks from the Caribbean plateau are compared to those of other oceanic plateaux such as Ontong-Java, Manihiki, Naturaliste and the oceanic sections of Kerguelen plateau. We observe that the compositions of these lavas, in terms of both trace elements and isotopic characteristics, are all very similar. We see the same association of flat REE patterns and isotopic depletion. The comparison shows that different plumes, located in different places and of different ages, are able to reproduce magmas whose geochemical

characteristics are virtually undistinguishable. We therefore cannot use a similarity in composition to argue that the magmas came from the same plume source.

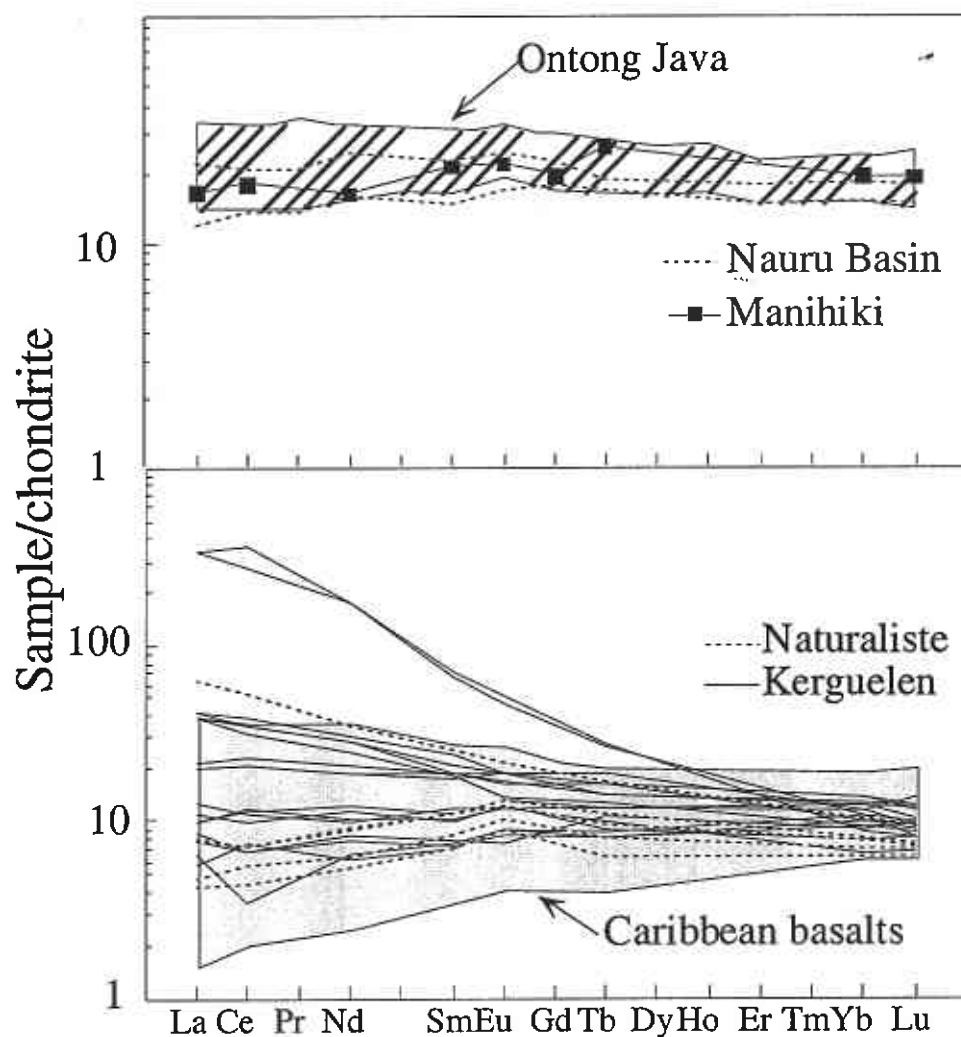


Figure 4.10 Chondrite-normalised REE patterns of samples from the main oceanic plateaux: Ontong Java, Nauru (two samples), Manihiki (average), Naturaliste and Kerguelen) compared to those from the Caribbean-Colombian province. Source of data : Mahoney (1987); Salters et al (1992); Mahoney et al (1993); Mahoney et al (1995); Neal et al (1997).

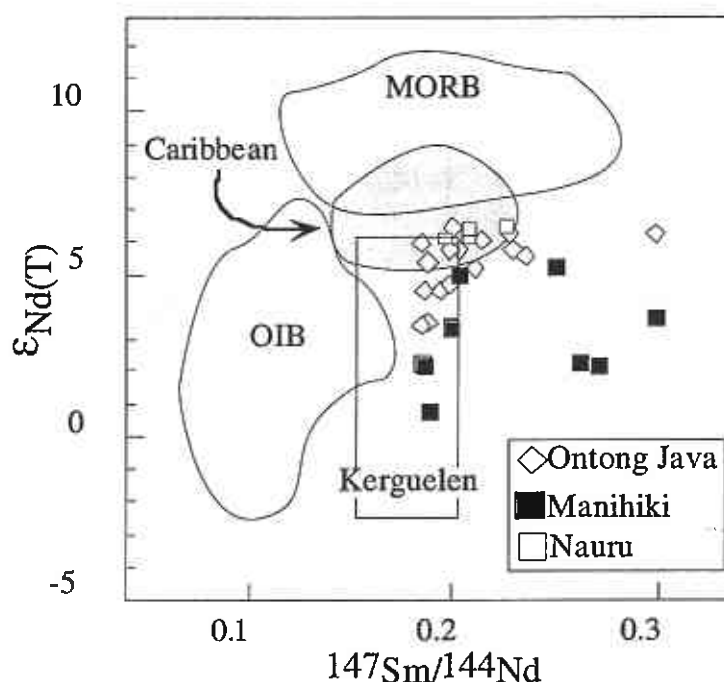


Figure 4.11 Age corrected ϵ_{Nd} versus $^{147}Sm/^{144}Nd$ of the main oceanic plateaux compared to the Caribbean and Colombian Province and fields for Pacific MORB and OIB. Source of data listed in Fig. 4 and 9 and Pacific OIB: Duncan et al (1986); Palacz and Saunders (1986); Dupuy et al (1987); Devey et al (1990); Chauvel et al (1992).

If we consider the possibility that the two younger events had an origin from a process unrelated to mantle plume, such as lithospheric extension, the main difficulty is to explain how both the trace-element and isotopic compositions were reproduced. The isotope compositions, particularly the high ϵ_{Nd} values, require that the source was not depleted upper mantle but was similar or identical to the material that melted in the previous episodes. We can speculate that relict plume head remained beneath the plateau and was retapped during the last magmatic episode. The trace-element compositions of the magmas indicate that the source was fertile plume-like material and not the melt-depleted residue that would be left after earlier extraction of the plateau basalts. If it is conceivable that such material remained at depth, below the level that melted to yield the plateau basalts, such material might then be tapped during a period of lithosphere extension.

To estimate the extent of lithosphere thinning needed to reproduce melting conditions similar to those during the preceding plume-related episodes, we used models of McKenzie and Bickle (1988). We assumed that the potential temperature of the plume source was about 1480°C and that oceanic lithosphere acted as a barrier to the ascent of the plume. As is shown in Fig. 12, the 1480°C adiabatic melting path reaches the 15% melting curve – the degree of melting estimated for Beata magmas – at 80 km depth (Fig. 12). It is likely that underplated plume material cooled significantly during the 15–20 m.y. that elapsed between the three magmatic episodes. If we assume, for example, that the source temperature decreased by 50°C during the period 76 to 55 Ma, we can estimate the amount of lithosphere extension (and consequent adiabatic uprise) required to reproduce 15% partial melting. We see from Fig. 12 that about 20% thinning of the lithosphere is required to reproduce the same melting conditions (Fig. 12). This extent of

thinning is large but may not be inconsistent with the tectonic setting of the central Caribbean (Mauffret et al. 1999).

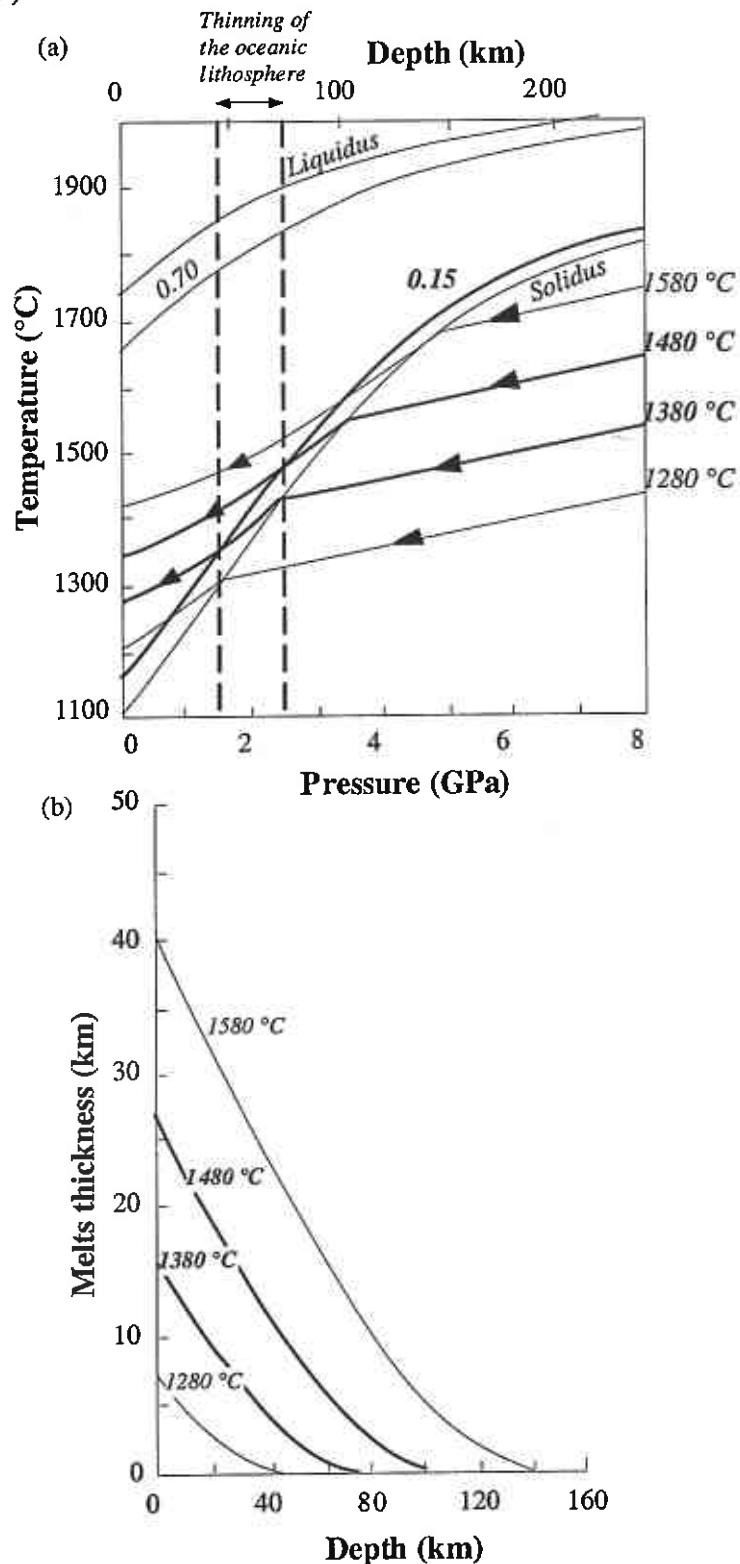


Figure 4.12 (a) Adiabatic decompression paths after McKenzie and Bickle (1988). If we assume a potential temperature in the plume of 1480 °C, liquids will be extracted after 15 % melting under a 80 km thick oceanic lithosphere. At 1380 °C, 15% melting imply an extraction under a 50 km thick oceanic lithosphere. Thinning of the lithosphere from 80 to 50 km represent about 35%. (b) total thickness of melt present below a given depth after McKenzie and Bickle (1988). Assuming a potential temperature of 1380°C, which represent a 100°C decreases of the source temperature compared to the first plume events of the Caribbean, would represent the production of up to 15 km melt thickness.

From the geochemical arguments, it appears that none of the hypotheses can be rejected. Instead we need to rely on tectonic and geodynamic arguments to distinguish between alternative models.

There are two commonly discussed models for the tectonic evolution of the Caribbean plate

(1) an “in situ” model, in which the Caribbean plateau formed between the American plates from a plume located in the central Caribbean. (Meschede 1998; Meschede and Frisch 1998).

(2) a Pacific model, in which the Caribbean plateau is said to have formed on the Farallon plate from a plume located in the Pacific. Only after formation did the plateau migrate to its present position between the Americas. (Burke et al. 1978; Pindell et al. 1988; Pindell and Barrett 1990). This plume may correspond to the Galapagos hotspot (Duncan and Hargraves 1984).

The serial plume hypothesis is compatible with an “in-situ” tectonic model according to which the plume responsible for the Caribbean magmatism was always located between the two American plates and was active on three occasions. As mentioned above, the two-headed plumes of Bercovici and Mahoney (1994) are not sufficient to explain such activity and we are compelled to postulate the existence of a pulsed plume that led to eruptions on three separate occasions.

From plate tectonic reconstructions (Duncan and Hargraves 1984; Pindell and Barrett 1990) or paleontological arguments (Montgomery et al. 1994), most authors accept the Pacific model. From these arguments, it is more realistic to consider that the plume held to be responsible for the 88-90 Ma episode was located in the Pacific. For the period 76 Ma ago, this model is compatible with both mantle plume hypothesis and the lithospheric extension hypothesis. Two sets of tectonic reconstructions are proposed for the period 76 Ma ago.

** First tectonic reconstruction*

The Caribbean plateau was still in the Pacific (Duncan and Hargraves 1984; Mauffret et al. 1999) not far from the postulated position of the Galapagos hotspot. This implies that the Caribbean domain had not already separated from the Pacific domain. In this reconstruction, all three hypothesis can be accommodated: (a) In a multiple plume hypothesis, the 90 Ma episode is related to a plume located in the Pacific. The direction of movement of the Farallon plate implies that this plume would have been to the south of the Galapagos hotspot and only the 76 Ma episode would be related to the Galapagos plume head. (b) In a serial plume hypothesis, the Galapagos plume head would be responsible for both 90 Ma and 76 Ma episodes. (c) In a tectonic hypothesis, the 90 Ma episode is related to a plume, but the 76 Ma is due to lithospheric thinning.

In view of the velocity of the Farallon plate (up to 10 cm/yr, Duncan and Hargraves 1984), it is unlikely that the Caribbean plateau was located near the Galapagos hotspot 90 Ma and 76 Ma ago: magmas produced at 90 Ma and 76 Ma should be geographically separated by about 1500 km. We should also observe a clear age progression within the 1500-km-long Caribbean plateau, which is not the case. Furthermore, the trigger of extension of the lithosphere, in an

intra-oceanic setting, is unknown. It seems, therefore, that this set of tectonic reconstruction favours the multiple-plume hypothesis. Although many authors accept a direct relationship between the Caribbean and the Galapagos, in this interpretation the plume responsible for the main Caribbean plateau building episode cannot have been the Galapagos hotspot. Instead, the plateau probably starts to form about 2000 km further to the south-west. Accreted terranes in Ecuador, which could be related to the Caribbean plateau formation, are consistent with this interpretation (Lapierre et al. 1999a). A possible candidate for the hot spot related to the 90 Ma Caribbean plateau episode is Sala y Gomez (Révillon et al. 1998).

** Second tectonic reconstruction*

The Caribbean plateau was located between the two American plates 76 Ma ago. This implies that the Caribbean domain had already separated from the Pacific domain (Pindell and Barrett 1990; Stéphan et al. 1990). This separation was controlled by the inception of the subduction of the Pacific plate and the formation of the Central American arc. Unfortunately the age of this arc is poorly constrained. This reconstruction is compatible with both the multiple-plume hypothesis and the tectonic hypothesis. It rules out a serial plume model, because the plateau is already far from the Pacific plume that was responsible for the 90 Ma magmatism. In a multiple-plume hypothesis, we have to postulate the existence of a second plume, located in the central Caribbean plate, that was responsible for the 76 Ma episode. Such a plume has never been recognised. An extensional interpretation is also in line with the tectonic setting of the central Caribbean. As previously suggested by Mauffret et al. (1999), an episode of intrusive thickening may have occurred in middle Campanian time (75-80 Ma), accompanied by lithospheric extension that separated Beata Ridge (foot wall) from the Hess Escarpment (hanging wall). The same event produced the crustal thinning in the Haiti Basin. The northern Beata Ridge rose above sea level, as documented by a prominent Maastrichtian (73-65 Ma) erosional surface, then subsided slowly enough to allow the establishment of a Paleocene-middle Eocene neritic carbonate platform (Mauffret et al. 1999). In contrast, Maastrichtian limestones and Paleocene chinks at ODP site 1001 were deposited in deep water, indicating rapid subsidence of the Hess Escarpment.

In both tectonic reconstructions, by the beginning of the Tertiary (~60 Ma ago), the Caribbean plateau had penetrated between the two American plates and was separated from the Pacific plate by an island arc. This eliminates the possibility that the youngest (55 Ma) Beata magmas are also related to the Galapagos hotspot or to a plume located in the Pacific. If these magmas are plume-related, and if the first tectonic reconstruction is accepted, they may have come from another plume located in the central Caribbean. This plume was active only around 55 Ma ago and its influence was restricted to the Beata Ridge. It may have been a small discontinuous plume of the type found in French Polynesia (Chauvel et al. 1997) or along the Foundation hotline (Hémond and Devey. 1996). If the second tectonic reconstruction is accepted, this plume could correspond to the unknown plume, as previously suggested for the 76 Ma episode (see above). However, in view of the relatively small size and restricted distribution of this magmatic event, it is more realistic to conclude that the third magmatic pulse was not plume related.

We find it difficult to choose between these sets of hypotheses, until the tectonic evolution of the Caribbean is clarified. The multiple plume hypothesis requires that several plumes from different sources impinged on the same plateau as it migrated from its original location in the Pacific to its present site in the Caribbean, a situation that can be compared with shooting at a moving target. However, in our opinion a plume hypothesis better explains the geochemical characteristics of the lavas, at least for the two first episodes. The serial plume theory requires the existence of a pulsed plume of a type envisaged only in certain numerical models and not documented elsewhere. For the third magmatic pulse an extensional model is more realistic in view of its limited extent and from the overall tectonic setting, but, as described above, it requires a set of rather specific conditions in order that magmas of the same composition were reproduced.

4.7. Conclusions

The main conclusions of this work are:

(a) The Beata Ridge is mainly composed by intrusive rocks (gabbros and dolerites) which were emplaced in a subsurface, hypabyssal environment. The overall ridge probably represents an imbricated sill/dyke complex.

(b) Gabbros and dolerites have uniform flat REE patterns. They formed from an isotopically depleted source. To explain these geochemical features we propose that these magmas formed through pooling of fractional melts produced in the spinel stability field.

(c) Timing of magmatism in the Caribbean was complex. We accept that the 90 Ma episode was formed by a plume, that probably was located in the Pacific. The 76 Ma episode can be related either to a plume or to melting triggered by lithospheric thinning. The 55 Ma episode probably had an extensional origin.

(d) We propose two alternative tectonic interpretations: (1) the Caribbean plateau formed through melting of a plume head (possibly the Sala y Gomez plume) 90 Ma ago, followed by a second plume head impact, 76 Ma ago, which corresponds to the Galapagos hotspot; (2) it formed above the Galapagos hotspot 90 Ma ago and the 76 Ma episode is related to lithospheric thinning.

Aknowlegments:

We are grateful to A. Mauffret and S. Leroy for arranging the participation of one of us (EH) on the NAUTICA-BEATA cruise and for providing the samples analysed in this project. We thank them as well for providing a copy of their unpublished manuscript. We would like to thank Xavier Lecoq for the thin-section preparation, Rob Wilson for help in probe analyses at the University of Leicester, Martine Lecoq-Bounhik for help in XRF analyses at the University of Rennes, George Jenner for facilities in using Newfoundland ICP-MS, Nicole Mörin and Joël Macé for help in isotopic measurements at the University of Rennes. This work was greatly improved though discussions with Henriette Lapierre, Jean Pierre Brun, Olivier Dauteuil and Etienne Jaillard. This work was funded by the French CNRS (Géosciences Marine, NAUTICA-BEATA cruise).

References:

- Aitken, B. G., and Echeverria, L. M., 1984, Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona Island, Columbia: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 86, p. 94-105.
- Arndt, N. T., Kerr, A. C., and Tarney, J., 1997, Dynamic melting in plume heads: the formation of Gorgona komatiites and basalts: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 146, p. 289-301.
- Bercovici, D., and Mahoney, J., 1994, Double Flood basalts and plume head separation at the 660-kilometer discontinuity.: *Science*, v. 266, p. 1367-1369.
- Burke, K., Fox, P., and Sengör, A. M. C., 1978, Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean.: *J. Geophys. Res.*, v. 83, p. 3949-3954.
- Campbell, I. H., Czamanske, G. K., Fedorenko, V. A., Hill, R. I., and Stepanov, V., 1992, Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic Boundary: *Science*, v. 258, p. 1760-1763.
- Case, J. E., Macdonald, W. D., and Fox, P. J., 1990, Caribbean crustal provinces; seismic and gravity evidence, *in* Dengo, G., and Case, J. E., eds., *The Caribbean Region: The Geology of North America*, Boulder Co, Geol. Soc. Am., p. 15-36.
- Chauvel, C., Hofmann, A. W., and Vidal, P., 1992, HIMU-EM: The French Polynesian connection: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 110, p. 99-119.
- Chauvel, C., McDonough, W., Guille, G., Maury, R., and Duncan, R., 1997, Contrasting old and young volcanism in Rurutu Island, Austral chain: *Chem. Geol.*, v. 139, p. 125-143.
- Cloos, M., 1993, Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts.: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 105, p. 715-737.

Cohen, R. S., and O'Nions, R. K., 1982, The lead, neodymium and strontium isotopic structure of Ocean Ridge basalts.: *J. Petrol.*, v. 23, p. 299-324.

Courtillot, V., Féraud, G., Maluski, H., Vandamme, D., Moreau, M. G., and Besse, J., 1988, Deccan flood basalts and the Cretaceous/Tertiary boundary: *Nature*, v. 333, p. 843-846.

Dalrymple, G. B., Lanphere, M. A., and Clague, D. A., 1981, Conventional and ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of volcanic rocks from Ojin (site 430), Nintoku (site 432), Suiko (site 433) seamounts and the chronology of volcanic propagation along the Hawaiian-Emperor chain, *in* Jackson, E. D., and Koizumi, I., eds., Initial report of the Deep Sea Drilling Project, Washington, US Government Printing Office, p. 659-676.

Devey, C. W., Albarede, F., Cheminée, J.-L., Michard, A., Mühe, R., and Stoffers, P., 1990, Active submarine volcanism on the Society hotspot swell (West Pacific): a geochemical study: *J. Geophys. Res.*, v. 95, p. 5049-5066.

Donnelly, T. W., Beets, D., Carr, M. J., Jackson, T., Klaver, G. T., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A. L., Wadge, G., and Westercamp, D., 1990, History and tectonic setting of Caribbean magmatism., *in* Dengo, G., and Case, J. E., eds., *The Geology of North America*, Colorado, Geological Society of America, Boulder., p. 339-374.

Donnelly, T. W., Melson, W., Kay, R., and Rogers, J. J. W., 1973, Basalts and dolerites of late Cretaceous age from the Central Caribbean., *Proc. ODP Init. Report*, College Station, TX, Ocean Drilling Program.

Duncan, R. A., and Hargraves, R. B., 1984, Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame, *in* Bonini, W. E., Hargraves, R. B., and Shagam, R., eds., *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*, Boulder Co, Geological Society of America Memoir, p. 81-84.

Duncan, R. A., Hooper, P. R., Rehacek, J., Marsh, J. S., and Duncan, A. R., 1997, The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana: *J. Geophys. Res.*, v. 102, p. 18,127-18,138.

Duncan, R. A., McCulloch, M. T., Barczus, H. G., and Nelson, D. R., 1986, Plume versus lithospheric sources for the melts at Ua Pou, Marquesas Island.: *Nature*, v. 303, p. 142-146.

Dupuy, C., Vidal, P., Barsczus, H. G., and Chauvel, C., 1987, Origin of basalts from the Marquesas Archipelago (south central Pacific Ocean): isotope and trace element constraints: *Earth. Planet. Sci. Lett.*, v. 82, p. 145-152.

Echeverria, L. M., 1980, Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Columbia: Field relations and geochemistry: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 73, p. 253-266.

Edgar, T. N., and Saunders, J. B., 1973, Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, v. 15: Washington, US Government Printing Office, 1137 p.

Farnetani, C. G., Richard, M. A., and Ghiorso, M. S., 1996, Petrological models of magma evolution and deep crustal structure beneath hotspots and flood basalt provinces.: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 143, p. 81-94.

Fox, P. J., Ruddiman, W. F., Ryan, W. B. F., and Bruce, C., 1970, The géology of the Caribbean crust, I: Beata Ridge: *Tectonophysics*, v. 10, p. 495-513.

Frey, F. A., Coffin, M. F., and J., W. P., 2000, Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean: *Earth Planet. Sci. Lett.*

Gansser, A., Dietrich, V. J., and Cameron, W. E., 1979, Paleogene komatiites from Gorgona island: *Nature*, v. 278, p. 545-546.

Gast, P. W., 1968, Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types.: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 32, p. 1057-1086.

Griffiths, R. W., and Campbell, I. H., 1990, Stirring and structure in mantle starting plumes.: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 99, p. 66-78.

Gurenko, A. A., and Chaussidon, M., 1995, Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Icelandic tholeiites: origin by continuous melting of a single mantle column: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 59, p. 2905-2917.

Hauff, F. K., Hoernle, H., Schminke, U., and Werner, R. A., 1997, Mid-Cretaceous origin for the Galapagos hotspot: volcanological, petrological and geochemical evidence from Costa Rican oceanic crustal fragments.: *Geol. Rundsch.*, v. 86, p. 141-155.

Hémond, C., and W., D. C., 1996, The Foundation Seamount Chain, Southeast Pacific: first isotopic evidence of a newly discovered hotspot track: *Goldschmidt Conference*, p. 255.

Hirose, K., and Kushiro, I., 1993, Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond.: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 114, p. 477-489.

Hofmann, A. W., 1988, Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 90, p. 297-314.

Hofmann, C., Courtillot, V., Féraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., and Pik, R., 1997, Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change.: *Nature*, v. 389, p. 838-841.

Johnson, K. T., Dick, H. J. B., and Shimizu, N., 1990, Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites.: *J. Geophys. Res.*, v. 95, p. 2661-2678.

Kerr, A. C., Marriner, G. F., Arndt, N. T., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A. D., and Duncan, R., 1996a, The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: New field, petrographic and geochemical constraints: *Lithos*, v. 37, p. 245-260.

Kerr, A. C., Marriner, G. F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A. D., Thirlwall, M. F., and Sinton, C. W., 1997, Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis.: *J. Petrol.*, v. 38, p. 677-702.

Kerr, A. C., Tarney, J., Marriner, G. F., Klaver, G. T., Saunders, A. D., and Thirlwall, M. F., 1996b, The geochemistry and petrogenesis of the late Cretaceous picrites and basalts from Curaçao, Netherland Antilles : a remnant of an oceanic plateau: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 124, p. 29-43.

Klaver, G. T., 1987, The Curacao lava formation: an ophiolitic analogue of the anomalously thick layer 2B of the mid-Cretaceous oceanic plateau in the western Pacific and central Caribbean: Unpub. Ph.D. thesis, University of Amsterdam.

Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R. C., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., Mercier de Lépinay, B., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F., and Senebier, F., 1999a, Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province.: *J. Geophys. Res.*, p. In press.

Lapierre, H., Dupuis, V., Mercier de Lépinay, B., Bosch, D., Monié, P., Tardy, M., Maury, R. C., Hernandez, J., and Polvé, M., 1999b, Late Jurassic oceanic crust and upper Cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola.: *J. Geol.*, v. 107.

Lapierre, H., Dupuis, V., Mercier de Lépinay, B., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R. C., Hernandez, J., and Loubet, M., 1997, Is the lower Duarte igneous complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean plume-generated oceanic plateau ?: *J. Geol.*, v. 105, p. 111-120.

Leroy, S., 1995, Structure et origine de la plaque Caraïbe. Implications géodynamiques.: Unpub. PhD thesis, University of Paris 6 250 p.

Leroy, S., and Mauffret, A., 1996, Intraplate deformation in the Caribbean region.: *J. Geodynamics*, v. 21, p. 113-122.

Mahoney, J. J., 1987, An isotopic survey of Pacific oceanic plateaus: implications for their nature and origin: , v. 43, p. 207-220.

Mahoney, J. J., Jones, W. B., Frey, F. A., Salters, V. J. M., Pyle, D. G., and Davies, H. L., 1995, Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and

southernmost Kerguelen Plateau: Cretaceous plateau volcanism in the Southeast Indian Ocean: *J. Chem. Geol.*, v. 120, p. 315-345.

Mahoney, J. J., Storey, M., Duncan, R. A., Spencer, K. J., and Pringle, M., 1993, Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau, *in* Berger, W. H., Kroenke, L. W., and Mayer, L. A., eds., *Proc. ODP Sci. Res.*, College Station, TX, Ocean Drilling Program, p. 3-22.

Mauffret, A., and Leroy, S., 1997, Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province: *Tectonophysics*, v. 283, p. 61-104.

Mauffret, A., Leroy, S., J-M., V., Hallot, E., Mercier de Lépinay, B., and Duncan, R. A., 1999, Diving submersible survey of the central Caribbean Igneous Province reveals the internal structure and composition of an oceanic plateau.: *J. Geophys. Res.*, v. submitted.

McKenzie, D. P., and Bickle, M. J., 1988, The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere: *J. Petrol.*, v. 29, p. 625-679.

Meschede, M., 1998, The impossible Galapagos connection: geometric constraints for a near-American origin of the Caribbean plate.: *Geol. Rundsch.*, v. 87, p. 200-205.

Meschede, M., and Frisch, W., 1998, A plate-tectonic model for the Mesozoic and early Cenozoic history of the Caribbean plate.: *Tectonophysics*, v. 296, p. 269-291.

Montgomery, H., Pessagno, E. A., and Pindell, J. L., 1994, A 195 Ma terrane in 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean.: *GSA Today*, v. 4, p. 3-7.

Neal, C. R., Mahoney, J. J., Kroenke, L. W., Duncan, R. A., and Petterson, M. G., 1997, The Ontong Java Plateau., *in* Mahoney, J. J., and Coffin, M. F., eds., *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism.*, Washington, Am. Geophys. Union, p. 183-216.

Palacz, Z. A., and Saunders, A. D., 1986, Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, Southwest Pacific: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 79, p. 270-280.

Pindell, J. L., and Barrett, S. F., 1990, Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective, *in* Dengo, G., and Case, J. E., eds., *The Caribbean Region: The Geology of North America*, Boulder Co, Geological Society of America, p. 405-432.

Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman III, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., LaBrecque, J., and Haxby, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.

Pringle, M. S., 1993, Age progressive volcanism in the Musicians Seamounts: a test of the hot-spot hypothesis for the Late Cretaceous Pacific, *in* Pringle, M. S., ed., *The Mesozoic*

Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism, Washington, Geophysical Monograph Series, p. 187-215.

Renne, P. R., and Basu, A. R., 1991, Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary: *Science*, v. 253, p. 175-178.

Renne, P. R., Deino, A. L., Walter, R. C., Turin, B. D., Swisher, C. C., Becker, T. A., Curtis, G. H., Sharp, W. D., and Jaouni, A. R., 1994, Intercalibration of astronomical and radio-isotopic time: *Geology*, v. 22, p. 783-786.

Révilleon, S., Arndt, N. T., Chauvel, C., and Hallot, E., 1999a, Geochemical studies of ultramafic sills, Gorgona island, Colombia: plumbing system of an oceanic plateau: *J. Petrol.*, v. submitted.

Révilleon, S., Arndt, N. T., Chauvel, C., Hallot, E., Duncan, R. A., and Mauffret, A., 1998, A complex history for the Caribbean oceanic plateau: Petrology, geochemistry and geochronology of the Beata Ridge.: *Goldschmidt Conference*, p. 1257-1258.

Révilleon, S., Arndt, N. T., Hallot, E., Kerr, A. C., and Tarney, J., 1999b, Petrogenesis of picrites from the Caribbean plateau and the North Atlantic magmatic province.: *Lithos*, v. 49, p. 41-61.

Richards, M. A., Duncan, R. A., and Courtillot, V. E., 1989, Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails: *Science*, v. 246, p. 103-107.

Salters, V. J. M., Storey, M., Sevigny, J. H., and Whitechurch, H., 1992, Trace element and isotopic characteristics of Kerguelen-Heard Plateau basalts, in S.W. Wise, J., Julson, A. P., Schlich, R., and Thomas, E., eds., *Proc. ODP Sci. Res.*, College Station, TX, Ocean Drilling Program, p. 55-62.

Saunders, A. D., Tarney, J., Kerr, A. C., and Kent, R. W., 1996, The formation and fate of large igneous provinces: *Lithos*, v. 37, p. 81-95.

Sen, G., Hickey-Vargas, R., Waggoner, D. G., and Maurrasse, F., 1988, Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation, southern Haiti: implications for the origin of the Caribbean Sea crust.: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 87, p. 423-437.

Shaw, D. M., 1970, Trace element fractionation during anatexis.: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 34, p. 237-243.

Shimizu, H., Sangen, K., and Masuda, A., 1982, Experimental study on rare-earth element partitioning in olivine and clinopyroxene formed at 10 and 20kb for basaltic systems: *Geochemical J.*, v. 16, p. 107-117.

Sinton, C. W., Duncan, R. A., and Denyer, P., 1997, Nicoya Peninsula, Costa Rica, a single suite of Caribbean oceanic plateau.: *J. Geophys. Res.*, v. 102, p. 15507-15520.

Sinton, C. W., Duncan, R. A., Storey, M., Lewis, J., and Estrada, J. J., 1998, An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 155, p. 221-235.

Smith, D., and Lindsey, D. H., 1971, Stable and metastable augite crystallisation trends in a single basalt flow.: *Amer. Miner.*, v. 64, p. 501-213.

Sobolev, A. V., and Shimizu, N., 1993, Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge: *Nature*, v. 363, p. 151-154.

Spadea, P., Espinosa, A., and Orrego, A., 1989, High-Mg extrusive rocks from the Romeral zone ophiolites in the southwestern Colombian Andes.: *Chem. Geol.*, v. 77, p. 303-321.

Sparks, S. J., 1992, Magma generation in the Earth., *in* G. Brown, C. Hawkesworth, and Wilson, C., eds., *Understanding the Earth*, Cambridge, University Press, p. 91-114.

Stéphan, J. F., Mercier de Lepinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J. C., Olivet, J. L. V., J. M., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgois, J., Théry, J. M., Tournon, J., Blanchet, R., and Dercourt, J., 1990, Paleogeodynamics maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present.: *Bull. Soc. Géol. France*, v. 8, p. 915-919.

Sun, S.-S., and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *in* Saunders, A. D., and Norry, M. J., eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. London Spec. Pub., p. 313-345.

Tejada, M. L. G., Mahoney, J. J., Duncan, R. A., and Hawkins, M. P., 1996, Age and geochemistry of basement and alkalic rocks of Malaita and Santa Isabel, Solomon Islands, southern margin of Ontong Java Plateau: *J. Petrol.*, v. 37, p. 361-394.

White, R. S., and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts: *J. Geophys. Res.*, v. 94, p. 7685-7729.

White, W. M., Hofmann, A. W., and Puchelt, H., 1987, Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalts.: *J. Geophys. Res.*, v. 92, p. 4881-4893.

White, W. M., McBirney, A. R., and Duncan, R. A., 1993, Petrology and geochemistry of the Galápagos Islands: portrait of a pathological mantle plume: *J. Geophys. Res.*, v. 98, p. 19533-19563.

5. *Geochemical study of ultramafic sills, Gorgona Island, Colombia: Plumbing system of an oceanic plateau*

Sidonie Révillon (1)*, Nicholas. T. Arndt (1)²,

Catherine Chauvel (1)² and Erwan Hallot (1)

Soumis à Journal of Petrology

(1) Géosciences Rennes, CNRS UPR 4661, Université de Rennes 1, campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex France.

² Now at LGCA, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble Cedex

* Corresponding author,
e-mail: sidonie.revillon@univ-rennes1.fr,
Tel: 33 2 99 28 67 83
Fax: 33 2 99 28 26 02

ABSTRACT:

To investigate the magmatic evolution of an oceanic plateau we studied the volcanic and plutonic rocks of Gorgona island, which is part of the Caribbean oceanic plateau. Except for some enriched basalts, all the volcanic rocks are depleted in LREE. In the gabbros, REE patterns range from almost flat to moderately depleted; in dunites and wehrlites, the depletion is more pronounced. Nd isotope compositions indicate two mantle sources, one highly depleted, the other less depleted. From olivine compositions, MgO contents of the host liquids are estimated at 20-27% MgO in the picrites and komatiites and 12-13% in the gabbros and peridotites. However, petrographic observations and similarities in trace-element contents indicate that the two are comagmatic and related through olivine fractionation. Modelling of major and trace elements indicate the primary ultramafic magmas formed by advanced critical melting at high pressure. The plumbing system that fed the Gorgona plateau was complex. Enriched and depleted basaltic liquids pooled in intermediate magma chambers then erupted as lava flows or solidified as gabbros. Ultramafic liquids either travelled directly to the surface to erupt as komatiite flows, or were trapped in intermediate magma chambers where they differentiated into basaltic liquids and mafic or ultramafic cumulate rocks

KEYWORDS: Gorgona Island, Colombia; komatiite; mantle melting; oceanic plateau; melt transport.

5.1. Introduction

Oceanic Large Igneous Provinces are huge outpourings of mantle-derived magmas. They are the oceanic equivalents of continental flood basalts and are believed to form through melting in the large heads of starting mantle plumes (Campbell & Griffiths, 1990; Richards *et al.*, 1989; Saunders *et al.*, 1996). They contain enormous volumes of magmas, typically of several million km³ (Coffin & Eldholm, 1993; Coffin & Eldholm, 1994). Despite their great size, the general characteristics of oceanic plateaus, such as their origin, composition, internal structure and mode of emplacement are not well understood, mainly because they are highly inaccessible. Most are located in oceanic basins submerged beneath kilometers of ocean water and only in rare cases are they obducted onto the continents. Nonetheless, they have the potential to provide important constraints on the dynamic and evolution of the mantle, and on the interaction between plumes and oceanic lithosphere. Because of their oceanic setting, they are free from contamination with continental lithosphere and this greatly simplifies interpretation of their chemical compositions.

To better understand the structure and evolution of such provinces we studied the Caribbean oceanic plateau. This province has the particularity of having been accreted in part onto the continents of South and Central America and onto numerous islands in the Caribbean basin. Exposed in obducted portions of the plateau are thrusts sheets that provide a unique opportunity to study on-land various sections through an oceanic plateau and to sample its deeper portions.

Although such exposed portions are dominated by basaltic flows, certain regions such as Curacao in the Caribbean and Gorgona Island off the coast of Colombia are characterized by the presence of highly magnesian picrites and komatiites. Detailed studies of the petrogenesis of these lavas have been carried out by Echeverria (1980); Aitken & Echeverria (1984); Echeverria & Aitken (1986); Klaver (1987); Kerr *et al.* (1996a); Kerr *et al.* (1996b); Arndt *et al.* (1997); Révillon *et al.* (1999a). Their studies have shown that the picrites and komatiites were formed from a heterogeneous mantle plume through fractional melting processes that led to progressive depletion of the source. Intrusive magmatic complexes are also found throughout the Caribbean plateau: on the Beata Ridge in the central Caribbean (Révillon *et al.*, 1999b), in Colombia (Nivia, 1996), Ecuador (Lapierre *et al.*, 1999) and on Gorgona island (Echeverria, 1980; Aitken and Echeverria, 1984). These intrusive complexes, which up until now have received little attention, offer a unique opportunity to study the relationships between volcanic and plutonic rocks of the plateau.

Cox (1980), pointed out that flood basalts that form through melting beneath thick lithosphere are fed by parental liquids of picritic composition and the evolution of oceanic plateaus was modelled by Farnetani *et al.* (1996). Because the sampled parts of oceanic plateaus are dominated by basaltic flows, their model predicts the formation of cumulate layers at the base of the crust and/or within the crust. This model, which is consistent with geophysical investigations carried out on oceanic plateaus, has never been tested by petrological and geochemical studies of intrusive complexes. The occurrence on Gorgona island of high MgO

komatiites associated with gabbros and peridotites provides an opportunity to test this model and to provide new constraints on the internal structure of such plateaus.

We present in this paper new petrological, geochemical and isotopic data on volcanic and plutonic rocks from Gorgona island. These data are used to calculate the parental liquid compositions of the different rock types and to model their evolution and mode of emplacement. We also studied the physical conditions and melting mechanisms that gave rise to the remarkable suite of volcanic rocks found on the island. These calculations enabled us to gain a better understanding of the plumbing system that fed the Caribbean province.

5.2. Geological background

5.2.1. Caribbean oceanic plateau

The Caribbean Large Igneous Province covers most of the Caribbean basin as well as parts of the Colombian Pacific coast (with a total area of about $6 \cdot 10^5$ km²; Coffin & Eldholm, 1993). The crust has a composite seismic structure and varies in thickness from 5 to >20 km, mostly well in excess that of "normal" oceanic crust (Leroy, 1995; Leroy & Mauffret, 1996; Mauffret & Leroy, 1997). Most authors accept that the province formed as an oceanic plateau through melting within the head a large starting mantle plume (Duncan & Hargraves, 1984). Published radiometric ages indicate two or three magmatic events: the first from 90 to 88 Ma, the second about 76 Ma ago (Kerr *et al.*, 1997; Kerr *et al.*, 1998; Sinton *et al.*, 1998) and a possible third around 55Ma ago (Révillon *et al.*, 1999b). It is commonly thought that the plateau formed in the Pacific perhaps from a plume related to the currently active Galapagos hotspot (Duncan & Hargraves, 1984; Pindell *et al.*, 1988; Pindell & Barrett, 1990). Through eastward movement of the Farallon plate, the northern part of the plateau was entrained between the two American plates, while the southern part was partially accreted around the Caribbean and on the Colombian Pacific coast (Burke *et al.*, 1978; Cloos, 1993; Saunders *et al.*, 1996). The exposed parts of the Caribbean plateau are mostly composed of basaltic flows, with the exception of the high MgO lavas, the komatiites of Gorgona islands and picrites in many parts of the province (Curacao, Colombia, Costa Rica, etc). Plutonic complexes, which may be representative of fossil magma chambers and/or parts of the plumbing system that fed the plateau are rare but are also found. Examples include a sill complex on the Beata Ridge and layered mafic-ultramafic intrusions on Gorgona Island and on parts of the mainland in Colombia and Equador.

5.2.2. Gorgona island

Gorgona is a small island, 8 km long and 2.5 km wide located about 60 km off the Colombian Pacific coast (Fig. 1). The geology of the island has been described by Gansser (1950); Echeverria (1980); Aitken & Echeverria (1984); Echeverria & Aitken (1986); Kerr *et al.* (1996a), who report an axial ridge of cumulate peridotites surrounded by sequences of ultramafic to mafic rocks intrusive rocks. Volcanic rocks line the coast, predominantly basalts but with intercalated komatiites and a large region of picrites at the southern end of the island. These are locally intruded by gabbros. The island was previously described as a succession of tilted and faulted blocks but preliminary studies of several seismic profiles to the west and east of the island suggest it could represent the summit of a ramp anticline. The formation of this anticline may be linked to thrusting, top to the NW, (P. R. Cobbold, pers. comm.). All previous studies have focussed on the volcanic rocks and no systematic work has been done on the intrusive rocks.

5.3. Field evidence and sample descriptions

Due to dense jungle cover, field observations and sampling were carried out only along the coast. Volcanic rocks and several gabbroic units were sampled from outcrops at the localities indicated on Fig. 1, but all samples of ultramafic rocks came from boulders in the beds of small streams. The maximum length of these streams is less than one kilometer and the source of the samples is well constrained. Rare outcrops in the interior of the island were described by Echeverria (1980).

5.3.1. Volcanic rocks: komatiites, komatiitic basalts and picrites

Detailed descriptions of komatiite flows are given by Echeverria (1980) and Kerr *et al.* (1996a). Four localities were sampled during this work. The first is Punta Trinidad, on the eastern coast, where the komatiites are best exposed (GOR 501-502). Three additional localities were sampled on the western coast (Fig. 1). At most of these locations blocks of spinifex-textured komatiites (up to several meters in size) were sampled but at La Mancura a sequence of alternating komatiitic and basaltic flows was recognised.

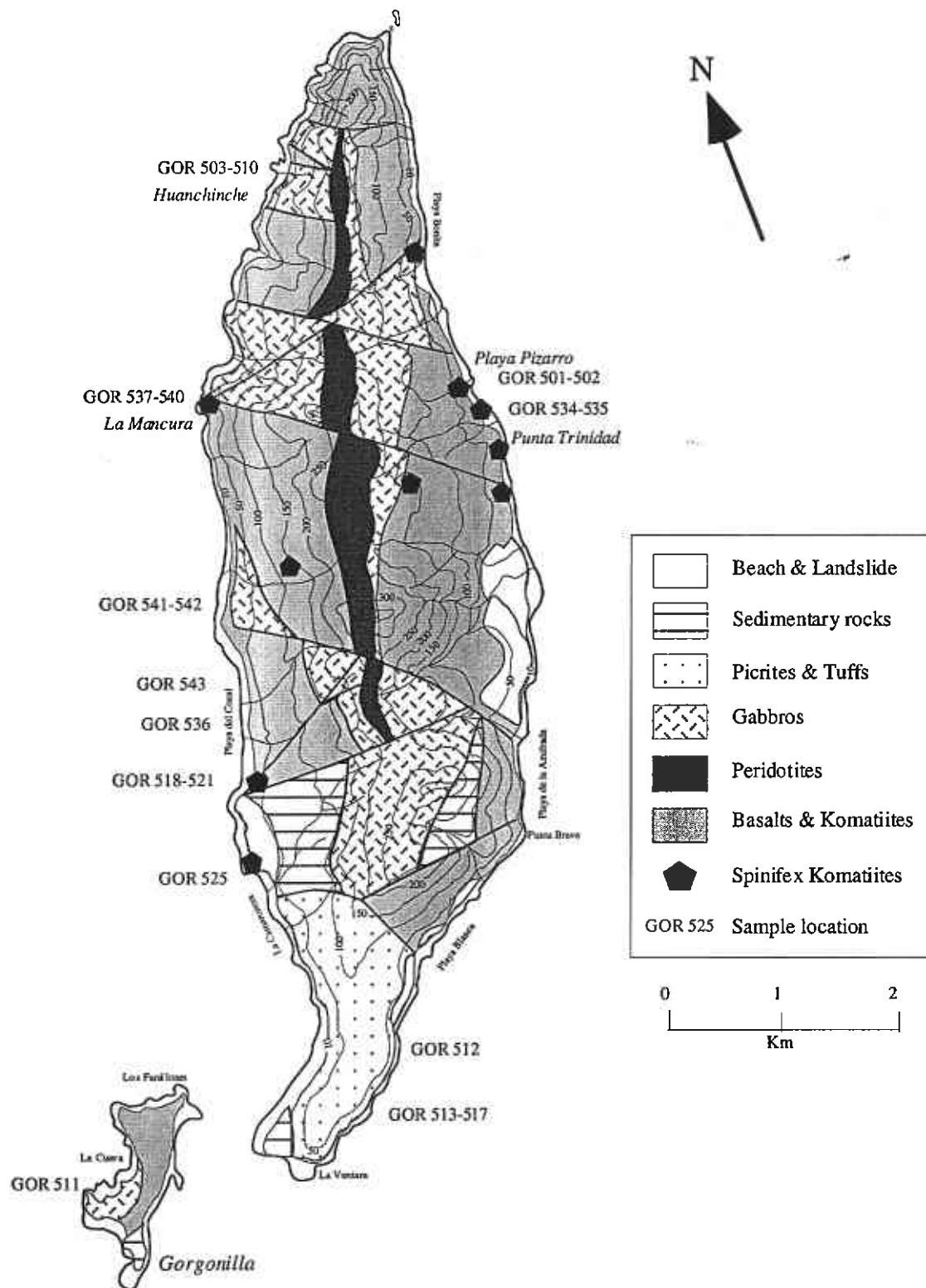


Figure 5.1 Geological map of Gorgona island (modified from Echeverria, 1980).

The picrites and associated ultramafic fragmental rocks were studied by Echeverria & Aitken (1986) who described in detail the volcanic structures and textures as well as their mineralogical and chemical compositions. These rocks, which are exposed only on the southernmost part of the island (Fig. 1), consist of tuffs and breccias containing numerous blocks of massive picrite (from a few centimetres to more than a metre) in a matrix of finer, highly altered material. Variations in the size and abundance of these blocks, which are rounded to angular, define a crude subhorizontal bedding. On the eastern coast, the fragmental rocks are intruded by massive picrite dykes up to 5 m wide. In a wave-cut platform exposure about 500 m north of the southern tip of the island, the termination of one such dyke was observed. The contact between massive picrite and the fragmental rocks is sharp and clearly intrusive in places, but highly irregular, and with no obvious chilling. In other places fractures directed inward from the margins divide the dyke into numerous cells of massive picrite (from 1 to 20 cm in size) each surrounded by altered material that closely resembles the enclosing fragmental rock. In these regions the margins of the massive picrite appears to have disintegrated into fragmental rock (GOR 512). In previous publications these rocks were identified as pyroclastic, but in view of the relationships described above, and the similarity between these outcrops and sequences described by Francis (1993) and Smith & Batiza (1989), it is more probable that they formed as hyaloclastites.

On the west coast no dykes or blocks of massive picrites were observed, and the ultramafic fragmental rocks appeared to grade into sequences of immature sedimentary rocks containing a high volcanoclastic component. It is possible that the site of eruption of the picritic hyaloclastites was to the southeast and that the extent of sedimentary reworking increases to the northwest.

In this study, we sampled several dykes and blocks of massive picrite. Only the freshest material, from the interior of dykes (GOR 512, GOR 515-517) and from massive blocks in the hyaloclastites (GOR 513-514), were analysed.

5.3.2. Intrusive rocks

Gabbros were sampled at four localities on both sides of the main island, and also on Gorgonilla, the little island to the southwest (Fig. 1). In none of these localities were contacts between gabbros and volcanic rocks observed. The largest outcrops consisted of relatively homogeneous, massive, olivine-free gabbro. Olivine-bearing gabbros were not observed in outcrop but were sampled in boulders in stream beds. They were found in all locations except for Gorgonilla but none has been found in place.

Ultramafic plutonic rocks were sampled at two locations on the western coast, in Huanchinche (GOR 503-507) and north of playa del Cocal (GOR 542). All samples were from large boulders, the size of which (up to 1-2m) suggests that they were not transported far from their source. Gabbros and olivine-gabbros are also found in the same localities, but the contacts between the different rock types were not observed. Samples GOR 503-505 and GOR 542 are dunites and samples GOR 506-507 are wehrlites.

5.4. Petrography and mineral compositions

5.4.1. Komatiites and picrites

Thorough descriptions of the petrography and mineralogy of Gorgona komatiites and picrites are available in Echeverria (1980); Echeverria (1982); Aitken & Echeverria (1984); Echeverria & Aitken (1986) and Kerr *et al.*, (1996a) and will not be duplicated here. We will nonetheless make several specific points.

(1) Plagioclase forms euhedral to subhedral, highly elongate grains with high length to width ratios (length up to 0.5 cm, width < 1 mm on average) in all the new samples. They are confined to interstitial areas between the olivine plates, in places disposed in sheaf-like aggregates or intergrown in subophitic or microgranular textures with clinopyroxene (Fig. 2a). In all samples, plagioclase is the third phase to crystallize, after olivine and chromite but before clinopyroxene. This reflects the peculiar composition of Gorgona komatiites, which are richer in Al_2O_3 than Archean komatiites.

(2) Two types of picrites were identified. The first type contains only olivine microphenocrysts (on average 0.1 in size, Fig. 2b); the second both phenocrysts (>2 mm on average) and microphenocrysts (Fig. 2c). The two types are found both as dykes and as blocks in the tuffs. Their compositions are indistinguishable (Table 1, Fig. 3).

Our probe results are in agreement with previously published mineral compositions of Gorgona komatiites and picrites. Representative mineral compositions are reported in Table 1 and olivine compositions are plotted in Fig. 3.

5.4.2. Intrusive rocks

Gabbros

Olivine-free gabbros have coarse-grained ophitic textures (Fig. 2d). They are homogeneous rocks made up of anhedral clinopyroxene grains enclosing euhedral to sub-euhedral plagioclase laths. Plagioclase crystallized before clinopyroxene, as in the komatiites and picrites. Clinopyroxene grains are large, up to 5 mm in length, and represent up to 50 vol. % of the rock. Plagioclase grains are elongate, 1 mm long on average, and are the only other major phase in most samples. Minor, relatively large (1 mm) opaque minerals are anhedral or rarely skeletal. Plagioclase is normally zoned, from An_{72} to An_{53} . Clinopyroxene is augite, as in all the intrusive rocks (Table 1).

The olivine gabbros also display coarse-grained ophitic textures being composed of olivine grains in a matrix of ophitic clinopyroxenes enclosing plagioclase laths (Fig. 2e). Most olivines are euhedral, up to 2 mm across, and represent up to 20-25 vol. % of the rock. They are variably serpentinized. In one sample (GOR 509), a second type of olivine occurs. These grains are smaller (0.1 mm on average) and rounded. Plagioclases are euhedral to sub-euhedral and vary in size from 0.5 to 1 mm. They represent about 50-55 vol. % of the rock and are the second phase to enter the crystallisation sequence. Clinopyroxenes are anhedral and highly ophitic, up to 5 mm, and form up to 30-40 vol. % of the rock. Opaque minerals are of two types: some are anhedral and probably crystallize after plagioclase; others are more euhedral and are sometimes found as inclusions in olivines. Olivines are normally zoned (Fig. 3, Table 1). Plagioclases are highly zoned from An_{88} to An_{38} .

Dunites

These rocks contain more than 90 vol. % olivine in a matrix of clinopyroxene, plagioclase and opaque minerals. Two types of olivine crystals are observed; one consisting of large (up to 2 mm) euhedral grains, another of small, rounded crystals with an average size of 0.2 mm. The largest crystals commonly display embayments that can be interpreted either as corrosion gulfs or growth features, but some grains are distinctively skeletal (Fig. 2f). A needle-shaped skeletal grain resembling a spinifex crystal was observed in one sample (Fig. 2g). Olivine compositions fall in a narrow range from Fe_{84} to Fe_{89} and are identical for both habits (Table 1, Fig. 3). Clinopyroxene is normally anhedral but some of the larger grains are ophitic and enclose olivines from both populations. Subhedral plagioclase grains form about 1 vol. % of the rock. Euhedral opaque minerals occur in the matrix or as rare inclusions in olivine crystals. Serpentine replaces olivine along fractures and constitutes the groundmass.

Wehrlites

Gorgona wehrlites are coarse-grained rocks composed of more than 90 vol. % olivine and clinopyroxene (Fig. 2h). Olivine crystals are large, with an average size of 2-3 mm, and make up ~ 60 vol. % of the rock. Anhedral to subhedral clinopyroxene, 2-3 mm on average, represents up to 35 vol. % of the rock. A small amount of euhedral to subhedral plagioclase (<5 vol. %) is also observed. Opaque minerals are skeletal with an average size of 0.2 mm. Olivine is variably altered in serpentine, mostly along fractures. Plagioclase is usually highly altered. The range of olivine compositions, from Fe_{78} to Fe_{88} is greater than in the dunites but comparable to the range in the gabbros (Table 1, Fig. 3). The rare plagioclase has compositions in the range $An_{70}An_{55}$ (Table 1).

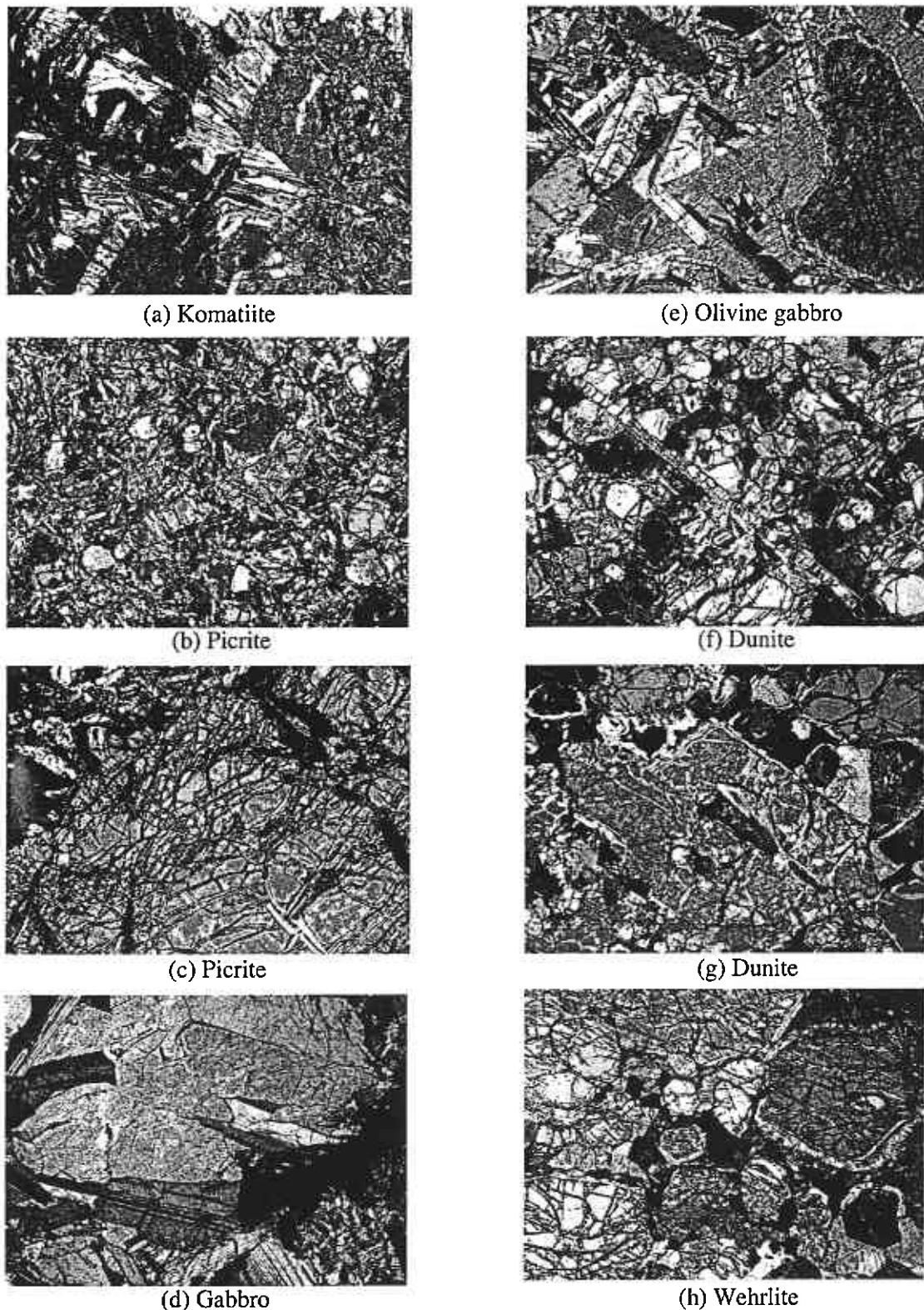


Figure 5.2 Thin section photomicrographs in crossed-polarized light of Gorgona volcanic and plutonic rocks. All photomicrographs are enlarged 40 times. a) Spinifex komatiite. Relationships between plagioclase and clinopyroxene indicate that the former crystallised first. b) Picrite with an unimodal olivine distribution. c) Olivine megacryst in a picrite with a bimodal olivine distribution. d) Coarse-grained ophitic olivine free gabbro. e) Coarse-grained olivine -gabbros. f) Skeletal olivine in a dunite. g) Needle-shaped olivine crystal in a dunite. The bimodal olivine distribution can also be observed. h) Coarse-grained wehrlite.

Mineral		Plagioclases			Clinopyroxenes			Olivines						
Sample		GOR 506	GOR 525		GOR 509	GOR 542		GOR 525	GOR 538	GOR 509	GOR 542	GOR 503	GOR 506	GOR 517
Rock type		Wehrlite	Komatiite		Ol-gabbro	Dunite		Komatiite	Komatiite	Ol-gabbro	Dunite	Dunite	Wehrlite	Picrite
Location		Core	Core		Core	Anhedral		Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core
			Microcryst					Microcryst	Skeletal	Megacryst	Megacryst	Microcryst	Megacryst	Microcryst
SiO ₂		50.69	49.54		53.16	52.89		41.04	41.70	40.93	40.70	40.37	40.10	41.25
Al ₂ O ₃		30.61	30.95		2.56	2.55		0.11	0.08	0.03	0.07	0.16	0.02	0.05
TiO ₂		0.03	0.03		0.28	0.39		0.01	0.01	-	0.02	0.01	0.04	0.00
Cr ₂ O ₃		0.03	0.04		0.95	1.07		0.10	0.10	0.018	0.01	0.27	0.05	0.16
FeO *		0.86	0.98		4.49	4.45		9.64	8.51	12.87	12.05	12.49	13.02	6.17
MnO		0.03	0.01		0.13	0.10		0.15	0.17	0.23	0.20	0.17	0.26	0.08
MgO		0.13	0.44		17.11	17.50		50.38	51.44	47.59	47.73	47.61	47.46	51.37
CaO		14.78	15.88		21.54	21.36		0.31	0.30	0.30	0.34	0.23	0.36	0.28
Na ₂ O		3.41	2.52		0.20	0.26		0.01	0.01	0.018	-	-	-	0.02
K ₂ O		0.04	0.02		0.02	0.00		0.01	0.02	-	-	0.01	0.02	-
NiO		0.01	0.02		0.03	0.04		0.43	0.41	0.26	0.32	0.30	0.28	0.41
Total		100.62	100.43		100.48	100.65		102.19	102.75	102.28	101.48	101.62	101.61	99.79
Si		2.31	2.27		1.93	1.92		0.99	0.99	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00
Al		1.64	1.67		0.11	0.11		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti		0.00	0.00		0.01	0.01		0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr		0.00	0.00		0.03	0.03		0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe		0.03	0.04		0.14	0.14		0.19	0.17	0.26	0.25	0.26	0.27	0.12
Mn		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg		0.01	0.03		0.93	0.95		1.81	1.82	1.73	1.74	1.74	1.74	1.85
Ca		0.72	0.78		0.84	0.83		0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na		0.30	0.22		0.01	0.02		0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00
K		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	-
Ni		0.00	0.00		0.00	0.00		0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total		5.02	5.01		4.00	4.01		3.01	3.01	3.00	3.00	3.01	3.01	3.00
	Ab (%)	29.39	22.28	Wo (%)	44.09	43.42	Fo (%)	90.31	91.51	86.83	87.60	87.17	86.66	93.69
	An (%)	70.39	77.60	En (%)	48.74	49.51	Fa (%)	9.69	8.49	13.17	12.40	12.83	13.34	6.31
	Or (%)	0.23	0.12	Fs (%)	7.18	7.06								

Table 5.1 Selected microprobe analyses of plagioclase, clinopyroxene and olivine from Gorgona rocks. Analyses were carried at the University of Leicester on a JEOL 8600 and at Ifremer, Brest on a CAMECA SX50 using standard operating conditions.

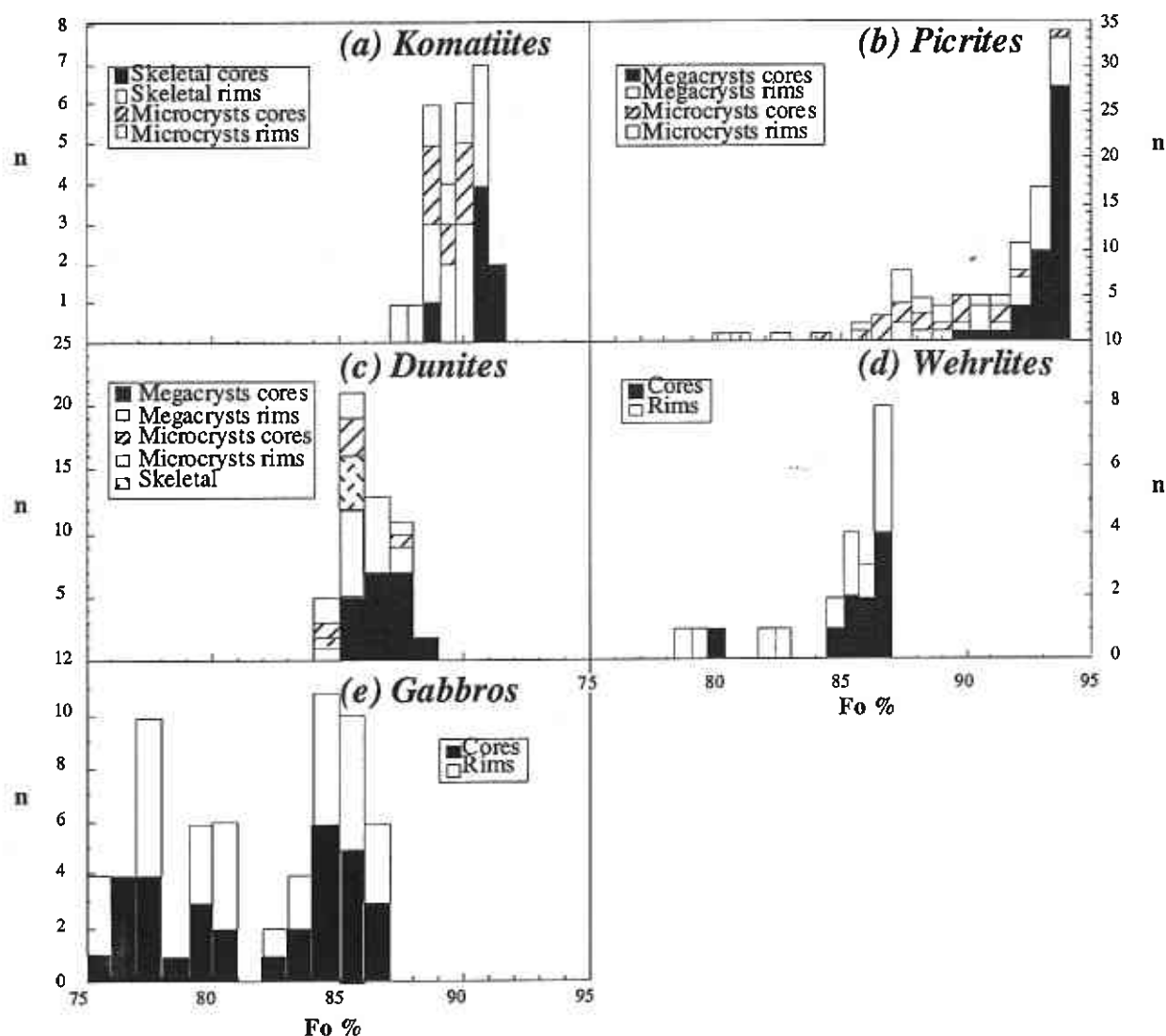


Figure 5.3 Frequency histograms of olivine compositions (Fo %) from (a) komatiites, (b) picrites, (c) dunites, (d) wehrlites and (e) olivine-gabbros. Frequency histograms are calculated for each olivine habit and for cores and rims of individual olivine grains. n is the number of analysis.

5.5. Chemistry

5.5.1. Analytical techniques

X-ray fluorescence analyses were carried out at the University of Rennes 1. Major elements were determined on fused discs with estimated errors of less than 2% except for the minor oxides (5-10%); trace elements were measured on pressed powder pellets with a precision of 2% for elements with concentrations >100 ppm and ~10% for elements with 10-100 ppm. Other

trace elements, including Rare Earth Elements (REE) were determined by ICP-MS at the University of Montpellier on a VG-PQ2⁺. About 100 mg of sample were dissolved twice in teflon beakers using a 3:1 mixture of 24N HF and HClO₄, followed by a mixture of 4:1 24 N HF and 14 N HNO₃. Analyses of standards BHVO and BIR-1 are within 5% of the recommended values. Because of the peculiar compositions of Gorgona rocks, an additional komatiitic standard (M664) was measured and gave results within 5 % of values obtained by Spark-Source Mass Spectrometry (Jochum *et al.*, 1991). Nd and Sr isotopic compositions were measured on a Finnigan-MAT 262 at the University of Rennes 1. Blanks for Nd and Sm were both < 200 pg and blanks for Sr were < 300 pg. Neodymium and Samarium concentrations were determined in static mode using the ¹⁴⁹Sm/¹⁵⁰Nd total spike technique while Nd isotopic compositions were determined in triple-peak-jumping mode using the same sample load as for the concentration determination. The procedure gave a ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd value of 0.512863 (average of 17 analyses) for the "in house" standard, which corresponds to a value of 0.512856 for the La Jolla standard. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr value of 0.710254 obtained for the NBS 987 standard (average of 12 analyses) is in good agreement with the recommended value of 0.710250.

5.5.2. Major elements

Major and trace element analyses of each rock group are reported in Table 2 and plotted in Figs. 4 and 5.

Komatiites and komatiitic basalts have MgO contents between 25 and 9 wt. %. Major element characteristics of the new samples are not different from those previously reported (Echeverria, 1980; Aitken and Echeverria, 1984; Arndt *et al.*, 1997). However, differences in minor elements such as TiO₂ define two groups: G1 komatiites, which have high TiO₂ contents, and G2 komatiites with lower TiO₂ contents (Fig. 4). Compared to the komatiites, picrites display higher MgO and lower FeO(T) contents (Fig. 4).

As seen in Fig. 4, gabbros and olivine gabbros have a large range of MgO contents, from 7 to 27 wt. %. In terms of FeO(T), CaO, Al₂O₃, Na₂O and TiO₂ contents, the three samples with high MgO contents lie either in the komatiite or picrite fields. The exception is sample GOR 535, which has a higher FeO(T) content than the others (Fig. 4). Two low-MgO olivine gabbros also plot close to the komatiites fields, except for Al₂O₃, which is higher, and FeO(T), which is lower. The other olivine-free gabbros plot within the fields defined by Gorgona basalts.

Wehrlites and dunites display the highest MgO contents, from about 35 wt. % in dunites to about 30 wt. % in wehrlites, ever reported on Gorgona (Fig. 4). These samples have uniform major element characteristics, except for one wehrlite sample (GOR 506) which has a higher FeO(T) content. CaO, Al₂O₃, Na₂O and TiO₂ contents of both rock types are low.

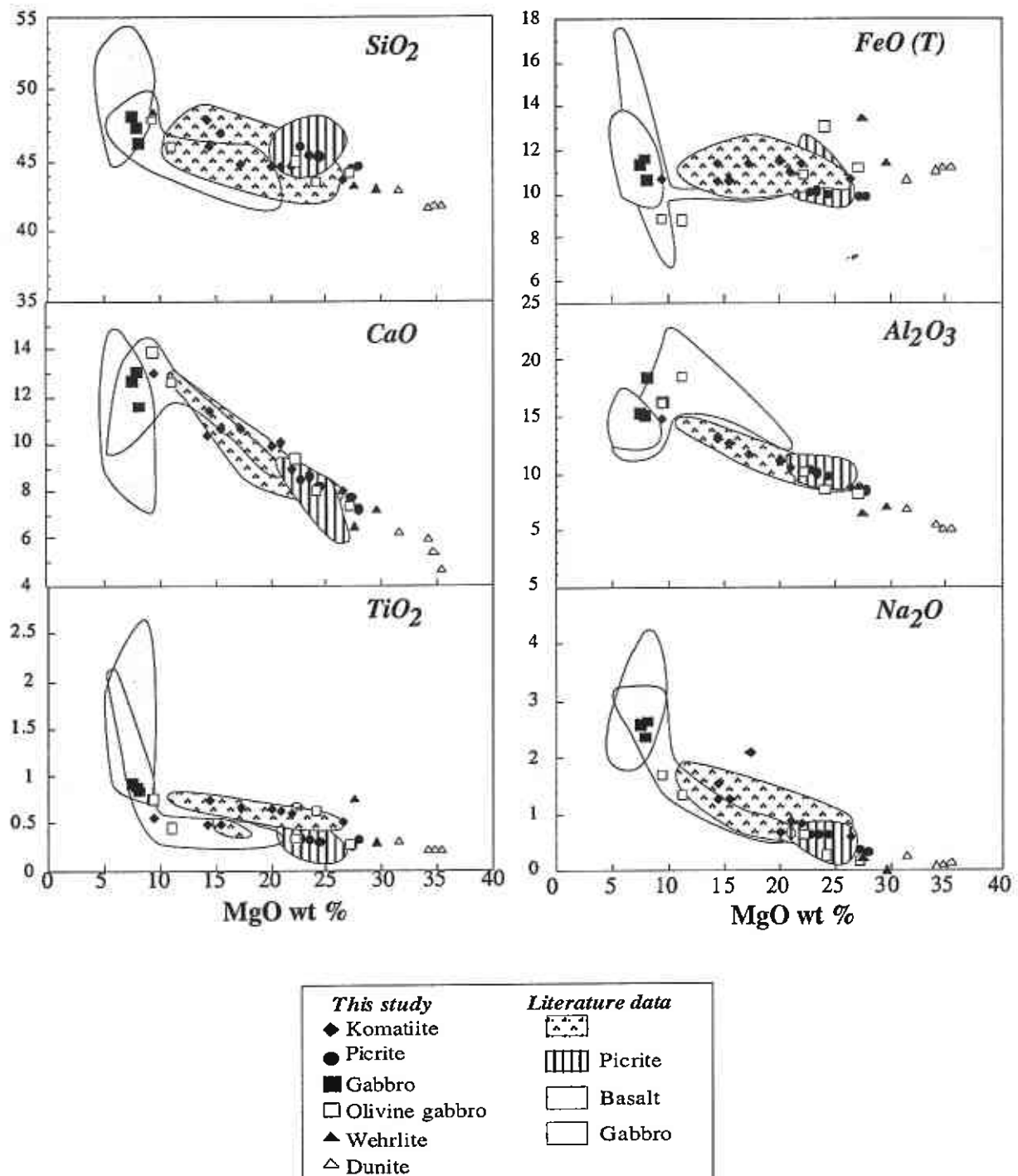


Figure 5.4 MgO versus SiO₂, CaO, TiO₂, FeO(T), Al₂O₃ and Na₂O of Gorgona rocks. Fe is reported as total Fe²⁺. Fields are literature data from Echeverria (1980); Kerr *et al.* (1996); Arndt *et al.* (1997) and unpubl. data from A. C. Kerr.

Over the entire MgO range and through all rock type, SiO₂ increases and FeO(T) is almost constant. CaO and Al₂O₃ increase to reach a maximum at about 9 wt. % MgO and then decrease. Na₂O and TiO₂ increase for the entire MgO range, but show a break in the slope around 9 wt. % MgO (Fig. 4). These variations in major-element chemistry indicate that the overall series is controlled by the fractionation and accumulation of olivine in the ultramafic cumulates and by the fractionation of plagioclase and clinopyroxene within the gabbros and associated basalts.

Sample Rock type	GOR 501 Komatiite	GOR 502 Komatiite	GOR 503 Dunite	GOR 504 Dunite	GOR 505 Dunite	GOR 506 Werhlite	GOR 507 Werhlite
SiO ₂	44.65	46.07	41.88	41.87	41.70	43.25	43.03
Al ₂ O ₃	10.11	13.08	5.03	5.16	5.37	6.52	6.90
Fe ₂ O ₃	12.57	12.64	12.46	12.41	12.31	14.86	12.73
FeO (T)	11.30	11.37	11.20	11.16	11.06	13.36	11.45
MnO	0.19	0.20	0.18	0.18	0.18	0.23	0.19
MgO	22.08	14.53	35.41	34.65	34.20	27.60	29.63
CaO	8.91	11.38	4.67	5.42	5.94	6.50	7.21
Na ₂ O	0.81	1.26	0.13	0.10	0.07	0.22	0.00
K ₂ O	0.02	0.04	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00
TiO ₂	0.61	0.74	0.22	0.21	0.21	0.74	0.29
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01
LOI	3.77	3.28	5.34	4.72	5.44	4.74	7.16
Mg #	77.69	69.50	84.93	84.70	84.64	78.64	82.18
Ni	1091	520	1889	1866	1845	1239	1191
Cr	1717	1076	4773	4590	4958	957	2084
Y	12	15	4	5	4	11	7
Co	86	69	21	19	12	14	14
V	204	253	84	86	88	204	131
Ga	11	14	5	6	5	9	7
Cu	97	121	37	27	37	62	48
Zn	67	69	64	64	66	79	69
Rb	0.69	0.93	0.36		0.23	0.66	0.16
Sr	44.17	58.50	42.76	31	19.75	21.07	4.89
Zr	24.11	30.84	6.79	8	6.77	27.88	8.63
Nb	0.35	0.45	0.12	0.2	0.11	0.71	0.15
Cs	0.01	0.02	0.01		0.00	0.01	0.01
Ba	2.17	3.02	6.00	10	3.92	2.56	0.84
La	0.49	0.66	0.15		0.13	0.73	0.15
Ce	1.85	2.32	0.43		0.39	2.48	0.48
Pr	0.36	0.48	0.09		0.09	0.48	0.11
Nd	2.39	3.09	0.59		0.57	3.07	0.74
Sm	1.08	1.40	0.34		0.34	1.28	0.43
Eu	0.50	0.65	0.16		0.17	0.53	0.22
Gd	1.77	2.34	0.67		0.69	1.90	0.86
Tb	0.32	0.43	0.13		0.14	0.33	0.17
Dy	2.24	3.01	0.96		1.00	2.24	1.25
Ho	0.47	0.62	0.21		0.22	0.46	0.27
Er	1.29	1.74	0.59		0.59	1.24	0.75
Tm	0.18	0.24	0.09		0.09	0.18	0.11
Yb	1.13	1.49	0.53		0.54	1.08	0.67
Lu	0.18	0.24	0.09		0.09	0.17	0.11
Hf	0.79	1.04	0.25		0.25	0.90	0.32
Ta	0.03	0.03	0.01		0.01	0.05	0.01
Pb	0.19	0.18	0.08		0.08	0.19	0.10
Th	0.04	0.04	0.02		0.01	0.05	0.01
U	0.02	0.02	0.01		0.00	0.02	0.01

Table 5.2 Major (in wt%) and trace element (in ppm) analyses of Gorgona samples. Major elements were measured by XRF; Trace elements by XRF (italics) or ICP-MS (plain text). LOI: loss on ignition. Mg# = Mg/(Mg+Fe(T)). Major elements are reported on a volatile-free basis.

*Chapitre 5 : Geochemical study of ultramafic sills, Gorgona Island, Colombia :
Plumbing system of an oceanic plateau*

Sample Rock type	GOR 508 Olivine- gabbro	GOR 509 Olivine- gabbro	GOR 510 Gabbro	GOR 511 Gabbro	GOR 512 Picrite	GOR 513 Picrite	GOR 514 Picrite	GOR 515 Picrite
SiO ₂	45.98	44.04	48.12	46.21	45.27	45.36	45.93	44.46
Al ₂ O ₃	18.45	8.15	15.31	18.47	9.76	9.98	10.30	8.71
Fe ₂ O ₃	9.74	12.48	12.56	11.83	11.12	11.21	11.18	10.95
FeO (T)	8.76	11.23	11.29	10.64	10.00	10.08	10.05	9.84
MnO	0.16	0.22	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17
MgO	11.14	27.20	7.53	8.14	24.44	23.54	22.74	27.29
CaO	12.62	7.40	12.67	11.59	8.21	8.68	8.50	7.73
Na ₂ O	1.34	0.19	2.59	2.64	0.66	0.66	0.63	0.37
K ₂ O	0.09	0.03	0.05	0.05	0.07	0.05	0.17	0.02
TiO ₂	0.45	0.28	0.92	0.84	0.30	0.33	0.34	0.27
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.06	0.06	0.02	0.01	0.03	0.02
LOI	3.09	6.36	2.26	4.52	3.31	3.52	3.81	5.42
Mg #	69.39	81.20	54.29	57.69	81.33	80.62	80.12	83.17
Ni	306	1180	98	119	1173	1116	1142	1318
Cr	357	3940	331	347	2105	2119	2322	2822
Y	10	7	22	18	12	11	12	10
Co	56	3	50	52	84	82	82	89
V	175	125	335	288	162	170	171	135
Ga	14	8	18	18	9	9	9	8
Cu	100	74	153	114	71	79	74	56
Zn	59	91	71	52	64	62	64	60
Rb	1.00	0.62	0.81	0.98	1.76	1.37	2.04	0.56
Sr	90.23	10.82	111.14	187.97	23.78	17.55	29.01	15.53
Zr	17.02	7.67	36.92	35.10	9.34	11.04	11.38	9.54
Nb	0.40	0.20	1.19	1.11	0.08	0.11	0.13	0.12
Cs	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	0.00
Ba	9.36	1.28	14.13	12.20	4.77	0.65	9.23	0.66
La	0.45	0.21	0.94	1.00	0.08	0.12	0.15	0.15
Ce	1.42	0.63	3.06	3.10	0.33	0.42	0.55	0.46
Pr	0.29	0.12	0.59	0.58	0.08	0.11	0.13	0.11
Nd	1.88	0.76	3.83	3.62	0.67	0.81	0.91	0.77
Sm	0.87	0.39	1.75	1.62	0.48	0.57	0.55	0.45
Eu	0.43	0.21	0.79	0.76	0.27	0.30	0.28	0.23
Gd	1.46	0.78	2.86	2.57	1.14	1.30	1.20	1.00
Tb	0.27	0.16	0.52	0.47	0.24	0.27	0.25	0.21
Dy	1.91	1.25	3.62	3.22	1.91	2.09	1.98	1.69
Ho	0.40	0.29	0.75	0.67	0.43	0.48	0.46	0.39
Er	1.09	0.88	2.05	1.86	1.28	1.37	1.35	1.18
Tm	0.16	0.13	0.29	0.26	0.19	0.20	0.21	0.18
Yb	0.98	0.88	1.81	1.65	1.18	1.29	1.32	1.12
Lu	0.15	0.15	0.28	0.26	0.19	0.21	0.22	0.19
Hf	0.57	0.27	1.21	1.14	0.35	0.41	0.40	0.35
Ta	0.03	0.02	0.08	0.08	0.01	0.01	0.01	0.01
Pb	0.17	0.16	0.09	0.14	0.05	0.07	0.07	0.07
Th	0.03	0.02	0.08	0.08	0.01	0.01	0.01	0.01
U	0.01	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00

Table 5.2 (continued)

Chapitre 5 : Geochemical study of ultramafic sills, Gorgona Island, Colombia :
Plumbing system of an oceanic plateau

Sample Rock type	GOR 517 Picrite	GOR 518 Olivine- gabbro	GOR 519 Komatiite	GOR 520 Komatiite	GOR 521 Komatiite	GOR 525 Komatiite	GOR 534 Olivine- gabbro
SiO ₂	44.58	44.96	46.90	48.22	47.89	44.56	47.93
Al ₂ O ₃	8.50	10.12	12.60	14.84	13.22	11.17	16.25
Fe ₂ O ₃	10.94	12.08	11.76	11.89	11.72	12.70	9.82
FeO (T)	9.84	10.86	10.57	10.69	10.54	11.42	8.83
MnO	0.18	0.20	0.19	0.19	0.18	0.20	0.15
MgO	27.87	22.21	15.58	9.51	14.44	20.11	9.40
CaO	7.24	9.38	10.62	13.01	10.34	9.88	13.88
Na ₂ O	0.33	0.66	1.25	1.69	1.53	0.68	1.70
K ₂ O	0.03	0.02	0.59	0.04	0.16	0.03	0.03
TiO ₂	0.32	0.34	0.48	0.55	0.49	0.64	0.76
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04	0.06
LOI	6.82	3.62	5.08	1.81	4.49	5.19	2.47
Mg #	83.47	78.47	72.43	61.32	70.95	75.85	65.49
Ni	1322	929	540	165	573	956	186
Cr	1542	1883	1134	422	1326	5614	704
Y	8	10	14	18	14	12	13
Co	89	89	70	53	78	80	43
V	148	168	241	276	242	162	237
Ga	7	9	10	14	11	12	16
Cu	43	70	95	140	148	99	120
Zn	60	65	72	67	61	66	59
Rb			3.51	0.39	1.27	1.17	0.43
Sr	23	54	207.82	73.61	108.00	66.39	102.77
Zr	13	12	16.62	21.29	16.05	24.81	33.72
Nb	0.3	0.7	0.28	0.39	0.28	0.38	2.58
Cs			0.02	0.01	0.04	0.01	0.01
Ba	9	62	733.52	95.59	136.60	2.74	15.58
La			0.33	0.42	0.31	0.53	2.14
Ce			1.05	1.44	1.06	1.92	5.57
Pr			0.22	0.29	0.22	0.39	0.83
Nd			1.52	1.93	1.52	2.52	4.24
Sm			0.84	1.04	0.84	1.15	1.50
Eu			0.35	0.49	0.39	0.53	0.65
Gd			1.81	2.03	1.69	1.86	2.16
Tb			0.33	0.40	0.33	0.34	0.38
Dy			2.52	2.98	2.46	2.37	2.59
Ho			0.56	0.67	0.55	0.49	0.53
Er			1.57	1.87	1.56	1.36	1.43
Tm			0.23	0.27	0.22	0.19	0.20
Yb			1.50	1.80	1.47	1.19	1.24
Lu			0.23	0.28	0.23	0.19	0.19
Hf			0.61	0.75	0.59	0.83	1.06
Ta			0.02	0.03	0.02	0.03	0.17
Pb			0.11	0.10	0.12	0.15	0.47
Th			0.02	0.03	0.03	0.03	0.19
U			0.01	0.01	0.01	0.01	0.06

Table 5.2 (continued)

<i>Sample Rock type</i>	<i>GOR 535 Olivine- gabbro</i>	<i>GOR 537 Komatiite</i>	<i>GOR 538 Komatiite</i>	<i>GOR 539 Komatiite</i>	<i>GOR 541 Gabbro</i>	<i>GOR 541 Duplicate</i>	<i>GOR 542 Dunite</i>
SiO ₂	43.57	44.70	43.65	44.50	47.31		42.85
Al ₂ O ₃	8.56	11.62	8.72	10.55	15.16		6.81
Fe ₂ O ₃	14.53	12.65	11.79	12.17	12.89		11.79
FeO (T)	13.07	11.37	10.60	10.94	11.59		10.60
MnO	0.21	0.19	0.18	0.19	0.20		0.17
MgO	24.13	17.31	26.48	20.98	7.97		31.50
CaO	8.03	10.68	8.01	10.05	13.08		6.28
Na ₂ O	0.28	2.08	0.59	0.85	2.37		0.26
K ₂ O	0.03	0.06	0.03	0.05	0.07		0.01
TiO ₂	0.64	0.66	0.51	0.62	0.90		0.31
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05		0.01
LOI	5.10	1.70	2.72	5.56	2.53		4.74
Mg #	76.70	73.07	81.65	77.36	55.08		84.11
Ni	981	776	1519	1039	118		1672
Cr	2259	1558	2935	1297	302		5594
Y	9	14	11	12	20		7
Co	105	76	90	81	52		106
V	171	241	158	207	328		97
Ga	10	13	9	11	17		6
Cu	76	113	81	94	150		54
Zn	82	74	62	63	76		62
Rb	1.21	0.87	0.61	0.61	0.50	0.50	0.32
Sr	50.51	108.57	40.21	91.14	106.89	106.40	25.37
Zr	26.16	28.65	20.62	25.07	37.10	36.63	10.79
Nb	1.71	0.42	0.30	0.37	0.64	0.63	0.19
Cs	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba	7.48	5.94	1.49	7.75	7.71	7.73	4.33
La	1.32	0.63	0.43	0.52	0.86	0.86	0.23
Ce	3.52	2.19	1.49	1.94	3.09	3.11	0.72
Pr	0.54	0.45	0.31	0.39	0.61	0.61	0.15
Nd	2.97	2.87	1.98	2.54	3.99	4.00	1.00
Sm	1.10	1.32	0.91	1.16	1.79	1.78	0.53
Eu	0.46	0.60	0.41	0.51	0.81	0.80	0.25
Gd	1.64	2.14	1.51	1.86	2.90	2.87	1.00
Tb	0.29	0.39	0.28	0.33	0.52	0.52	0.20
Dy	1.98	2.73	1.92	2.30	3.66	3.60	1.44
Ho	0.41	0.56	0.40	0.48	0.76	0.75	0.31
Er	1.09	1.57	1.13	1.31	2.06	2.05	0.90
Tm	0.16	0.22	0.16	0.18	0.29	0.29	0.13
Yb	0.98	1.35	0.96	1.14	1.81	1.81	0.82
Lu	0.16	0.21	0.16	0.18	0.28	0.28	0.13
Hf	0.82	0.95	0.68	0.82	1.26	1.22	0.38
Ta	0.11	0.03	0.02	0.03	0.05	0.05	0.02
Pb	0.17	0.69	0.13	0.09	0.07	0.07	0.10
Th	0.12	0.03	0.02	0.03	0.05	0.05	0.02
U	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01

Table 5.2 (continued)

5.5.3. Trace elements

Selected trace elements are reported on Fig. 5 as a function of the MgO content. From dunites to gabbros, Ni and Cr decrease linearly, as would be expected from olivine fractionation and accumulation. As already noted by Echeverria and Aitken (1986), the Ni content of picrites, both in whole rocks and in olivines, are lower than those of komatiites at given MgO contents. The accelerated decrease in Cr contents at about 10 wt. % can be linked to clinopyroxene \pm chromite crystallisation.

Zirconium and Ce are reported as examples of incompatible trace elements (Fig. 5). Both increase throughout the MgO range, from dunite to gabbro, but differences in the overall levels highlights the differences between the two komatiite groups. As already noted for major elements, one wehrlite (GOR 506) and one olivine gabbro (GOR 535) display higher values.

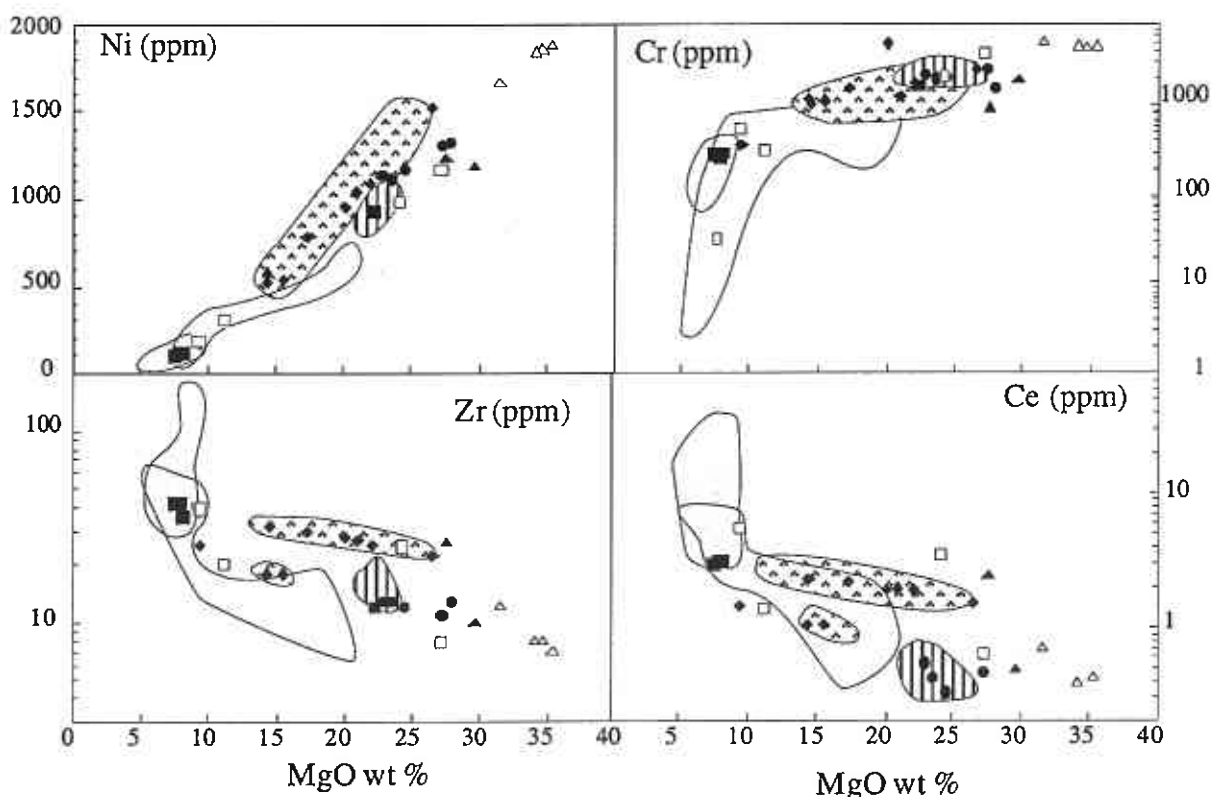


Figure 5.5 : MgO vs. Ni, Cr, Zr and Ce of Gorgona rocks. Sources of literature data are listed in Fig. 4.

Multi-element diagrams, normalized to primitive mantle, for all rock types are reported on Fig. 6. Almost all samples show depletion in the most incompatible elements and variable scatter in the more mobile elements (Rb, Ba, Sr and Pb). Depletion in incompatible elements increases from gabbro to picrite ($La_N/Yb_N = 0.05-0.09$). LREE (Light REE) in gabbros and olivine-gabbros are flat to moderately depleted ($La_N/Yb_N = 0.91-1.17$ to $La_N/Yb_N = 0.31-0.41$),

and highly depleted in dunites and wehrlites ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.15-0.19$), except for one sample (GOR 506, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.46$). The two komatiite types are clearly distinguished; G1 komatiites have a humped pattern being depleted both in LREE and HREE (Heavy REE) whereas G2 komatiites are depleted in LREE but have flat HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.29-0.31$ and $0.14-0.16$, respectively).

5.5.4. Isotopic compositions

Nd and Sr isotopic compositions are reported in Table 3. Initial Nd isotopic composition are reported in Fig. 7 as a function of $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios. All isotopic compositions indicate a depleted mantle source with highly positive $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$. Two groups can be distinguished: a highly depleted group with $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(T)} > 0.512947$ (referred as "group 1" in Fig. 7) ; and a less depleted group with $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(T)}$ from 0.512914 to 0.512794 (referred as "group 2" in Fig. 7). In both groups, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios are highly variable, ranging from 0.2187 to 0.4583. All the komatiites, and all but one of the picrites, are found in the most depleted group, together with the majority of the intrusive rocks. However, one dunite (GOR 503), three gabbros (GOR 534, GOR 535 and GOR 509) and one picrite are found in the second group, together with E-basalts (enriched-basalts as defined in Kerr *et al.*, (1996a)) and most of the D-basalts (depleted-basalts). The field of Gorgona rocks is quite different from the MORB and Galapagos fields.

On Fig. 8, initial Nd isotopic compositions are reported versus whole-rock Sr isotopic compositions. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are highly variable, ranging from 0.702977 to 0.704976, probably as a result of interaction with aqueous fluids and altered oceanic crust (Révilion *et al.*, in prep).

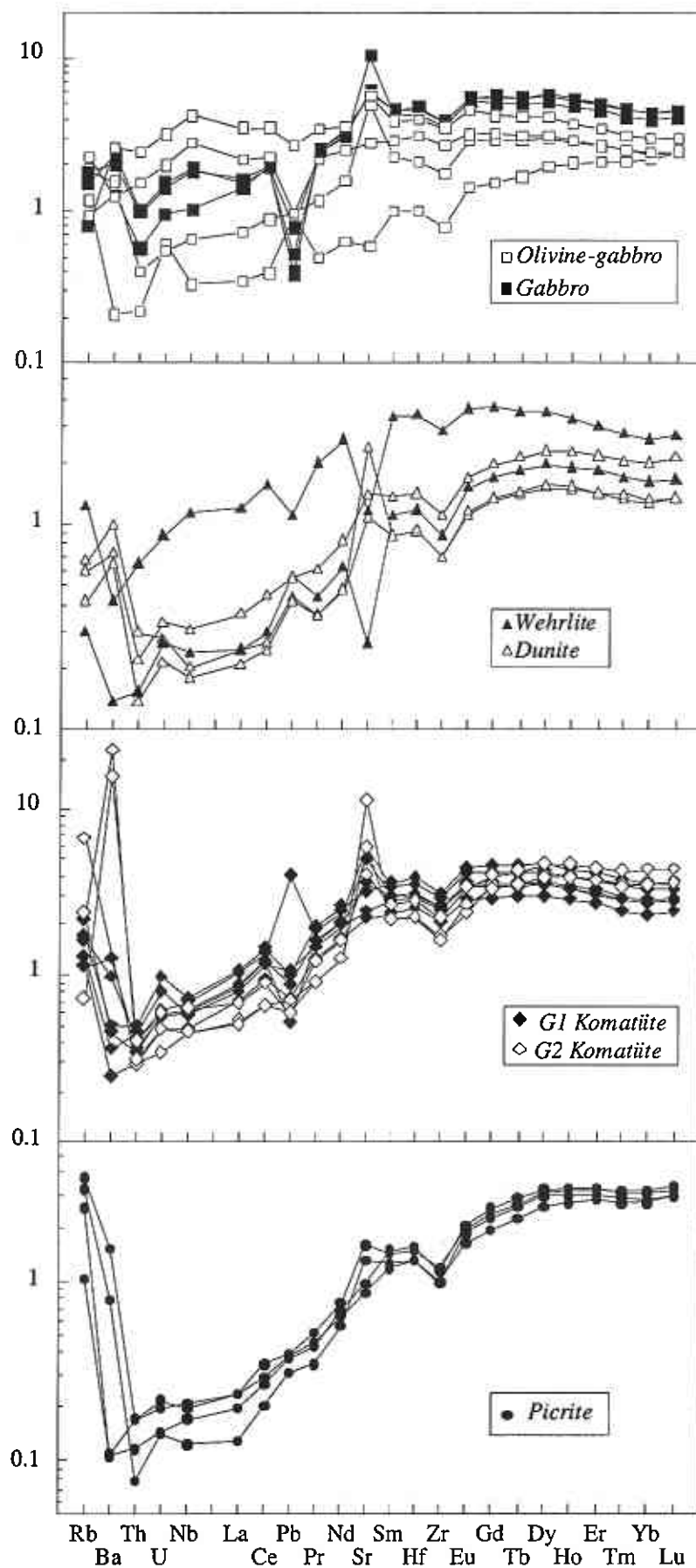


Figure 5.6 : Multielement diagrams normalised to primitive mantle of Hofman (1988) of Gorgona rocks.

Sample	Rock type	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(T=88\text{ Ma})}$	ϵNd_0	ϵNd_t	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ
GOR 501	Komatiite	2.89	1.38	0.2881	0.513194	± 4	0.513028	10.85	9.82	0.702993	± 8
GOR 502	Komatiite	3.09	1.47	0.2874	0.513187	± 4	0.513022	10.71	9.69	0.703037	± 6
GOR 505	Dunite	0.58	0.34	0.3521	0.513194	± 15	0.512991	10.85	9.10	0.703733	± 10
GOR 506	Werhlite	3.67	1.59	0.2621	0.513160	± 11	0.513009	10.18	9.45	0.702985	± 6
GOR 507	Werhlite	0.84	0.51	0.3626	0.513192	± 4	0.512983	10.81	8.94	0.703733	± 9
GOR 509	Olivine-gabbro	0.83	0.45	0.3274	0.513053	± 4	0.512865	8.10	6.62	0.704229	± 10
GOR 510	Gabbro	4.12	1.95	0.2925	0.513137	± 3.5	0.512969	9.73	8.66	0.703471	± 5
GOR 511	Gabbro	3.89	1.77	0.2759	0.513159	± 4	0.513000	10.16	9.27	0.703471	± 4
GOR 513	Picrite	0.91	0.67	0.4454	0.513300	± 11	0.513044	12.91	10.12	0.703259	± 8
GOR 515	Picrite	0.84	0.51	0.3702	0.513257	± 7	0.513044	12.07	10.12	0.703671	± 8
GOR 519	Komatiite	1.55	0.85	0.3331	0.513197	± 6	0.513005	10.90	9.37	0.704976	± 6
GOR 520	Komatiite	2.08	1.14	0.3314	0.513184	± 5	0.512993	10.65	9.14	0.703840	± 5
GOR 521	Komatiite	1.60	0.90	0.3418	0.513213	± 5	0.513016	11.22	9.58	0.704157	± 6
GOR 525	Komatiite	3.77	1.79	0.2869	0.513203	± 5	0.513038	11.02	10.01	0.703491	± 5
GOR 534	Olivine-gabbro	4.38	1.58	0.2187	0.512995	± 5	0.512869	6.96	6.71	0.703281	± 8
GOR 535	Olivine-gabbro	3.10	1.18	0.2308	0.513047	± 4	0.512914	7.98	7.59	0.703465	± 8
GOR 537	Komatiite	4.45	2.13	0.289	0.513205	± 7	0.513039	11.06	10.02	0.703467	± 6
GOR 538	Komatiite	2.30	1.09	0.2873	0.513209	± 6	0.513044	11.14	10.12	0.703061	± 8
GOR 541	Gabbro	3.66	1.71	0.2821	0.513204	± 6	0.513042	11.04	10.08	0.703463	± 4.5
GOR 542	Dunite	0.97	0.52	0.3219	0.513196	± 5	0.513011	10.88	9.48	0.703603	± 5
GOR 503	Dunite			0.3471	0.512994	± 10	0.512794	6.94	5.25	0.703747	± 8
GOR 508	Olivine-gabbro			0.2807	0.513142	± 4	0.512980	9.83	8.89	0.703304	± 10
GOR 512	Picrite			0.4356	0.513311	± 6	0.513060	13.13	10.44	0.704654	± 8
GOR 514	Picrite			0.3665	0.513213	± 4	0.513002	11.22	9.31	0.704444	± 6
GOR 539	Komatiite			0.2747	0.513148	± 10	0.512990	9.95	9.07	0.703550	± 8
GOR 94-05	Gabbro	1.98	0.93	0.2843	0.513190	± 6	0.513026	10.77	9.78	0.703507	± 7
GOR 94-07	Komatiite	1.91	1.06	0.3344	0.513167	± 13	0.512974	10.32	8.77	0.704110	± 6
GOR 94-08	Komatiite	1.45	0.82	0.3404	0.513143	± 8	0.512947	9.85	8.23	0.704274	± 7
GOR 94-13	Gabbro	4.05	1.91	0.2851	0.513196	± 6	0.513032	10.88	9.89	0.703498	± 6
GOR 94-13 *	Gabbro	4.11	1.93	0.2842	0.513194	± 9	0.513030	10.85	9.86	0.703507	± 7
GOR 94-14	Gabbro	4.61	2.02	0.2647	0.513159	± 6	0.513007	10.16	9.40	0.703182	± 6
GOR 94-15	Gabbro	1.98	1.19	0.3643	0.513216	± 6	0.513006	11.28	9.39	0.703663	± 6
GOR 94-16	Gabbro	5.33	2.51	0.285	0.513129	± 6	0.512965	9.58	8.58	0.703472	± 6
GOR 94-28	Komatiite	2.15	1.01	0.2826	0.513167	± 6	0.513004	10.32	9.35	0.702977	± 7
GOR 94-29	Komatiite	3.38	1.61	0.2889	0.513197	± 17	0.513031	10.90	9.87	0.703451	± 6
GOR 94-30	Komatiite	2.67	2.29	0.51	0.513197	± 8	0.512903	10.90	7.38	0.703291	± 6
GOR 94-35	Picrite	0.99	0.75	0.4583	0.513239	± 8	0.512975	11.72	8.78	0.704654	± 6
GOR 94-41	Komatiite	3.90	1.87	0.2908	0.513205	± 10	0.513038	11.06	10.00	0.703164	± 6

Table 5.3 Nd and Sr isotopic compositions of Gorgona rocks. Nd and Sm concentrations were analysed by isotopic dilution. * duplicate analysis.

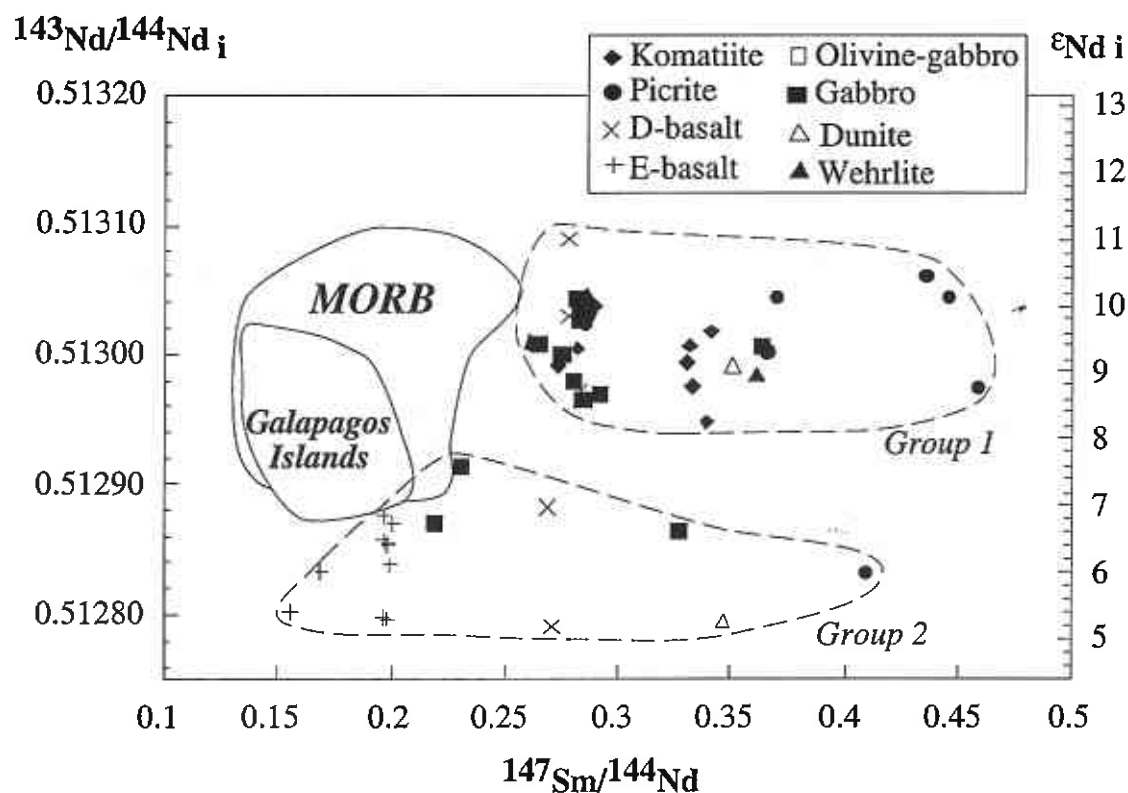


Figure 5.7 : $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ of Gorgona rocks. The compositions of E-basalts and D-basalts are published in Kerr *et al.* (1996) and Arndt *et al.* (1997). The picrite with a more enriched isotopic composition is from Arndt *et al.* (1997). Also shown for comparison are the fields of pacific MORB (Cohen & O'Nions, 1982; White *et al.*, 1987) and Galapagos lavas (White *et al.*, 1993). The fields referred as group 1 and group 2 identify the two mantle source.

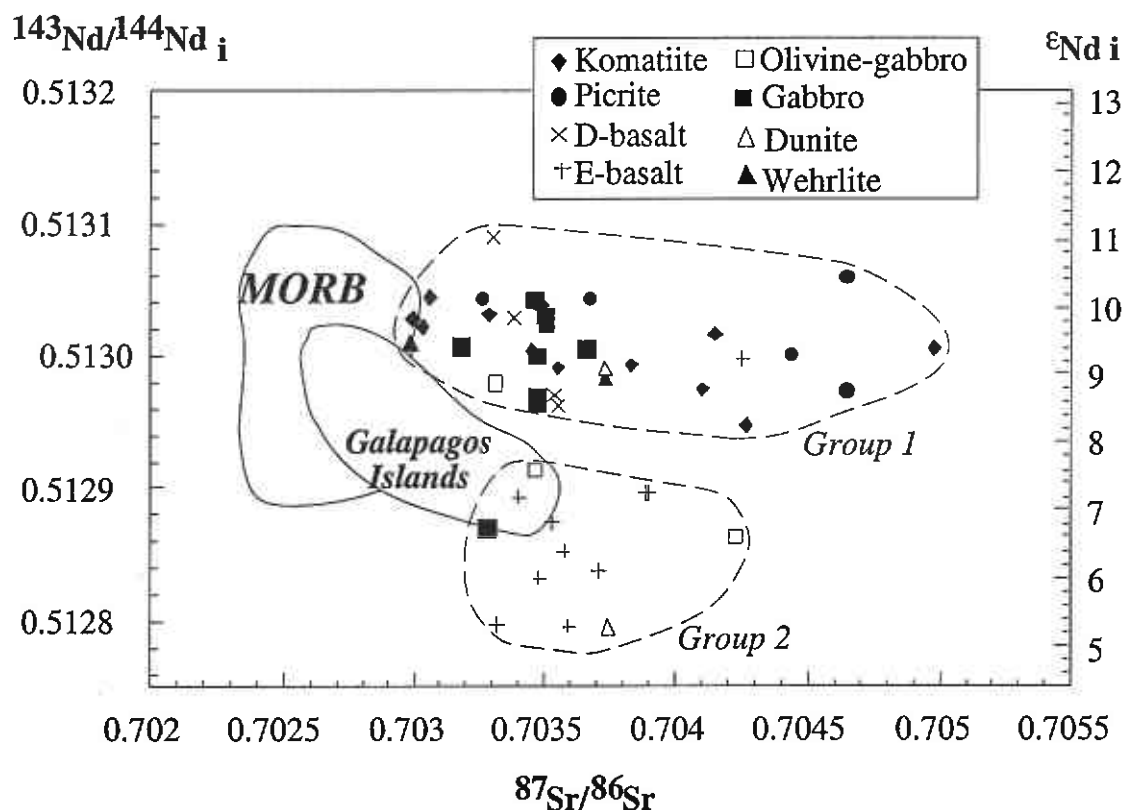


Figure 5.8 : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ of Gorgona rocks. Data sources as for Fig. 7

5.6. Discussion

5.6.1. Emplacement of volcanic and plutonic rocks

The limited extent and poor quality of the outcrop prevented us from determining the relative volumes of the different types of intrusive rocks and their relative ages and relationships with the volcanic rocks. Nonetheless certain aspects of their textures, particularly of the dunites and wehrlites, provide important information about the conditions of emplacement. The most significant feature is the occurrence of skeletal olivine grains and abundant small rounded crystals (Fig. 2f and 2g). Both forms are indicative of crystallization from silicate liquids, thus eliminating the possibility that these rocks are tectonically emplaced slices of upper mantle peridotite. The skeletal forms resemble those produced from ultramafic lavas in dynamic crystallization experiments and can be taken as evidence of rapid crystallization, probably due to rapid cooling (Nesbitt, 1971; Donaldson, 1979). The abundant, small olivine crystals are similar to those at the margins of komatiite flows (Renner *et al.*, 1993) and interpreted to indicate rapid nucleation from a supersaturated liquid, also a sign of rapid cooling. These indications of high cooling rates provide evidence that the dunites and wehrlites formed as small intrusions within relatively cool wall rocks, perhaps a series of small sills emplaced at a high level in the volcanic pile.

5.6.2. Parental liquid compositions, olivine fractionation and accumulation

Olivine compositions were used to estimate the compositions of the parental liquids for each major rock type. In Figs. 9 a and b, olivine compositions are plotted as a function of the MgO contents of the whole rocks. The application of this diagram is as follows: if the most magnesian olivine from a sample plots on the olivine-liquid equilibrium curve, this indicates that the MgO content of the whole rock is representative of a parental liquid; if the olivine plots below the curves, this indicates that the rocks contain excess olivine (Révillon *et al.*, 1999a).

Both cases are represented by Gorgona rocks. The most magnesian olivines from picrites and komatiites plot on the curves. In the picrites, the most Fo-rich olivine plots close to the 9 wt. % FeO curve (as is appropriate for these low-Fe rocks) and the inferred MgO content of the parental liquid is estimated at 27 wt. %. For both komatiite groups, olivines plot close to the 10 wt. % FeO curves and the MgO content of their parental liquids is estimated at 20 wt. %. Both picrites and komatiites therefore derive from high MgO liquids. In contrast, olivines from the intrusive rocks plot well below the lines. This indicates that these rocks formed through the accumulation of olivine from less magnesian parental magmas. The most Fo-rich olivine from the dunite has only Fo₈₈ indicating an MgO content for the parental liquid of 13.5 wt. % (assuming 10 wt. % FeO in the liquid). In the same manner, the parental liquid of wehrlite and olivine-gabbros can be calculated at about 12 wt. % MgO.

From these calculations we infer that Gorgona komatiites and picrites formed from high-MgO liquids (20-27 wt. %) whereas the intrusive rocks were derived from liquids with basaltic compositions.

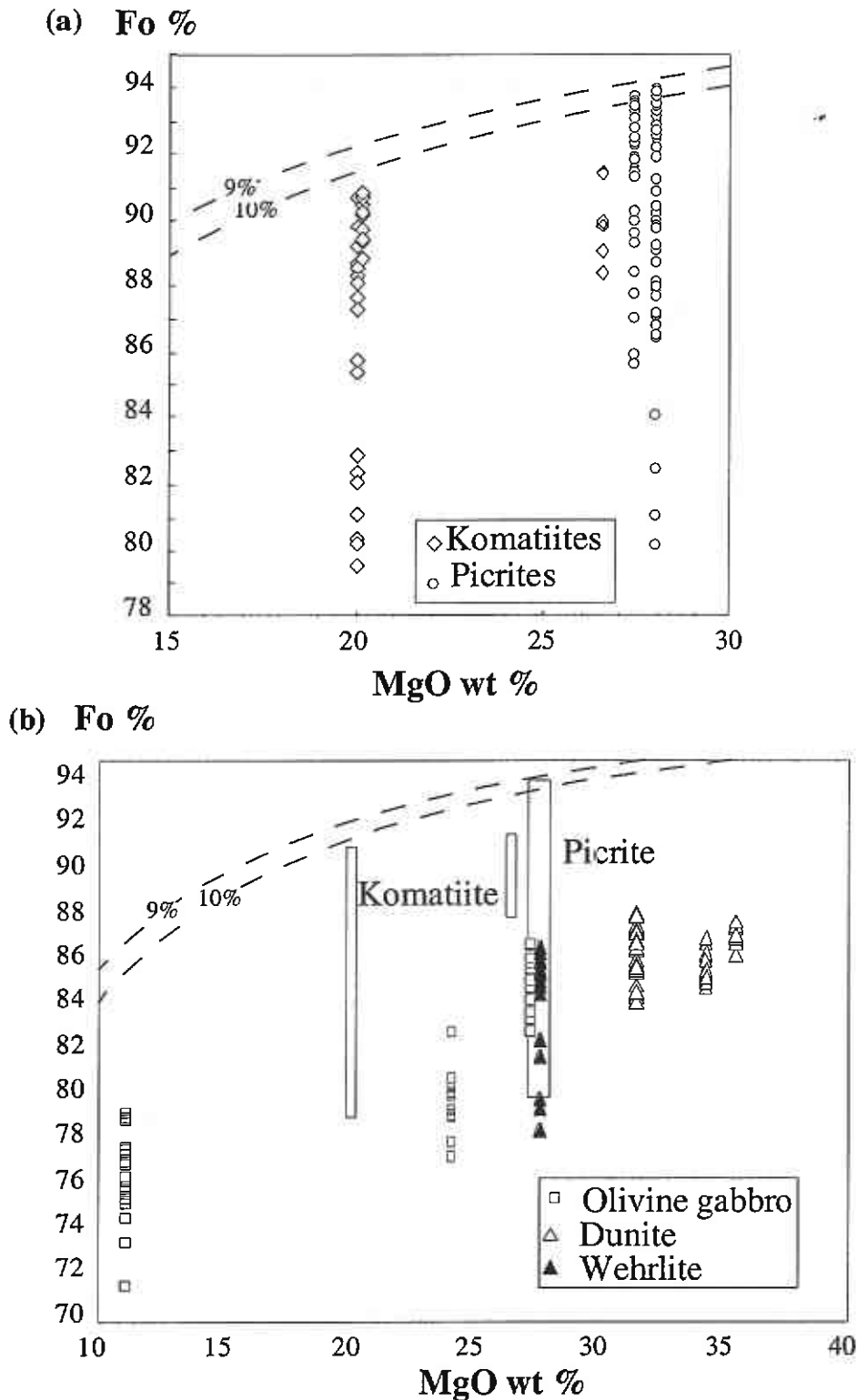


Figure 5.9 : MgO of whole rocks vs. Fo contents of olivine from a) komatiites and picrites, and b) olivine-gabbros, dunites and wehrlites. The curves represent the liquid MgO content calculated from the Fo content of olivine in equilibrium with liquids containing 9 and 10 wt % FeO. The calculations were made using a Mg-Fe olivine-liquid partition coefficient of 0.3 (Roeder & Emslie, 1970)

5.6.3. Relationships between volcanic and plutonic rocks

To establish how the volcanic and intrusive rocks are related, their trace-element characteristics are compared in Figs. 10 and 11. In both diagrams $(La/Sm)_N$ ratios, which represent fractionation of the LREE, are plotted against other incompatible element ratios. By plotting ratios, the effects of olivine fractionation or accumulation are avoided. It is evident from Fig. 10 that the Gorgona rocks form a semi-continuous series, from the extremely depleted picrites to the slightly enriched E-basalts. Focussing on relationships between intrusive and volcanic rocks, it appears that: (a) two of the gabbros have enriched trace-element characteristics similar to those of the E-basalts (referred as "enriched group" in Fig. 10); (b) a second group comprises the D-basalts, four gabbros, and a wehrlite (referred as "depleted group" in Fig. 10); (c) a third group comprising the remaining gabbro, the dunites and a wehrlite has more depleted characteristics comparable to those of the komatiites (referred as "highly depleted group" in Fig. 10). The two groups of komatiites (G1 and G2) are easily distinguished in Fig. 11 where $(La/Sm)_N$ is plotted against $(Gd/Yb)_N$. The gabbros and D-basalts resemble the less depleted G1 komatiites, whereas the dunites have ratios more like those of the more depleted G2 komatiites.

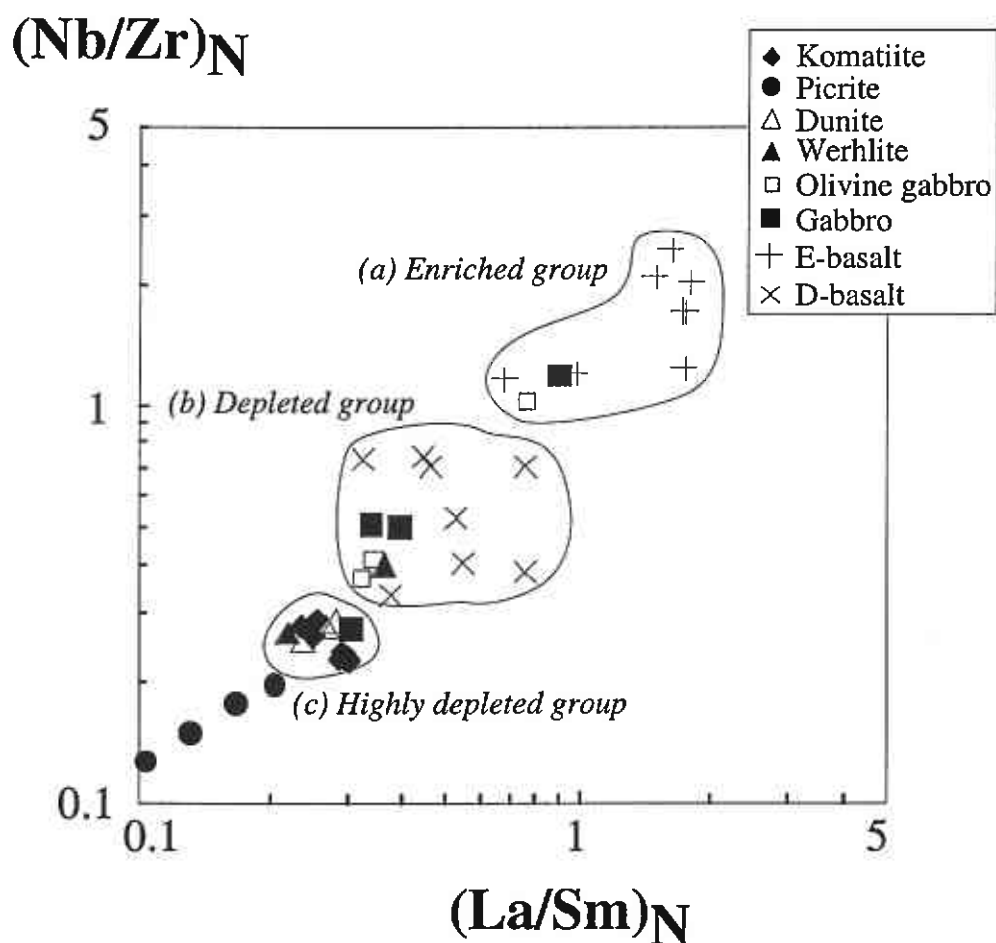


Figure 5.10 : Nb/Zr versus La/Sm, normalised to the primitive mantle (Hofmann, 1988). Data sources as for Fig. 7.

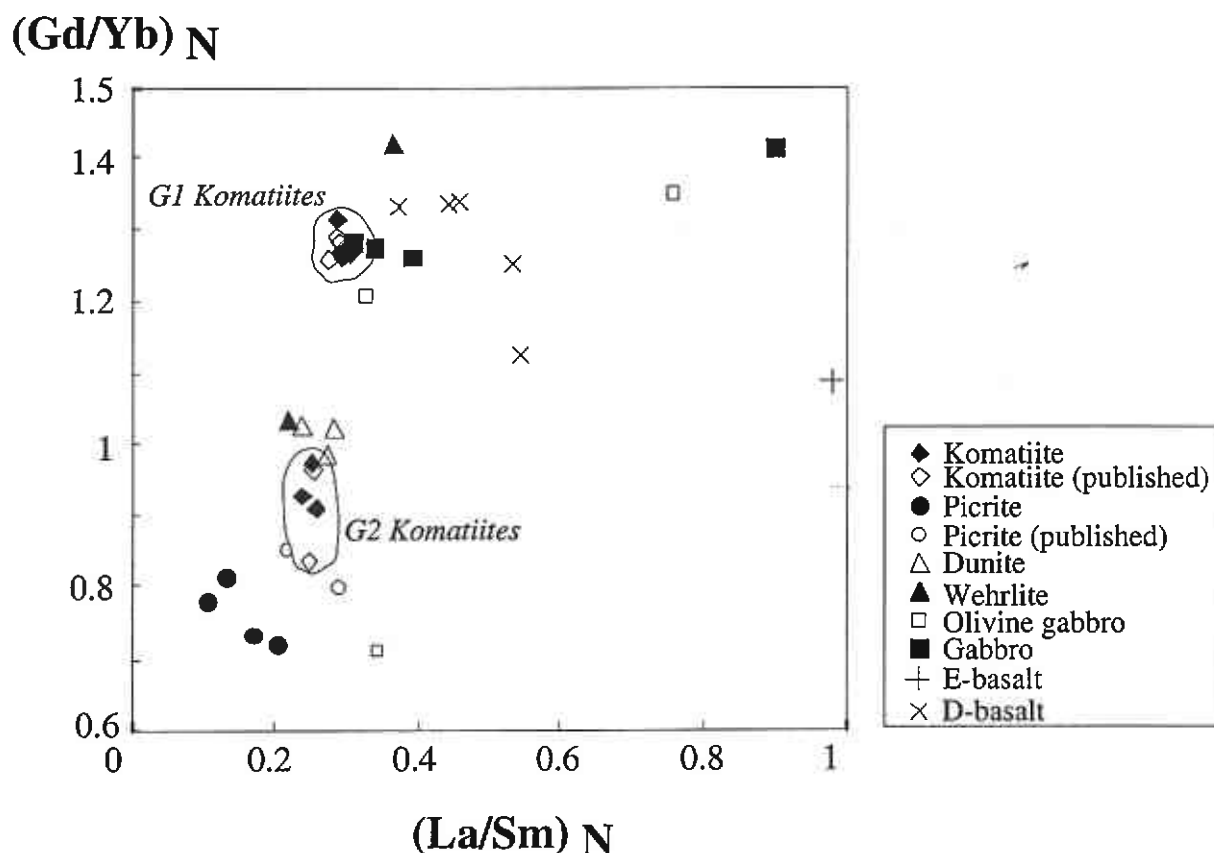


Figure 5.11 : La/Sm versus Gd/Yb, normalised to the primitive mantle (Hofmann, 1988). Source of data as for Fig. 7. The fields G1 and G2 identify the two komatiite groups.

The trace-element characteristics of the intrusive rocks are unexpected, in view of the low-MgO basaltic compositions estimated for their parental liquids. The depletion of incompatible elements is quite unlike that of the erupted basalts but similar to that of the ultramafic lavas. This relationship can be explained in two ways; either (a) the komatiites and intrusive rocks are unrelated and the similarity of their trace-element ratios is coincidental, or (b) the intrusive rocks and the ultramafic lavas had a common parental magma. Several arguments favour the second hypothesis. First, the isotopic compositions of all these rocks are similar, pointing to a common mantle source. Second, it seems unlikely that such peculiar, highly depleted trace-element characteristics could be reproduced independently, from different mantle sources and though different melting conditions. Finally the geographical proximity of all these rock types favour a consanguineous relationship. On the basis of these arguments, we propose that the intrusive rocks were derived, in two separate stages, from liquids that were also parental to the komatiites and picrites. In the first stage these liquids were trapped deep in the crust where they differentiated through olivine fractionation to basaltic compositions; in the second stage the

evolved liquids intruded as sills at a higher level in the volcanic pile where they underwent further differentiation and accumulated olivine and pyroxene.

To test this hypothesis, we first calculated the concentrations of all elements incompatible with olivine in the parental liquids of each rock type. This was done by regressing data plotted in variation diagrams to the MgO contents of the parental liquids as calculated from the olivine compositions (Fig. 9). The results are shown on Figs. 12 and 13. Based on trace-element characteristics, we link G1 komatiites with olivine-gabbros and the wehrlite GOR 506 (Fig. 12), and G2 komatiites with dunites and wehrlite GOR 507 (Fig. 13).

The calculated parental liquids of the gabbros are reproduced from G1 komatiites by about 25 wt. % olivine fractionation. The calculated parental liquid of the wehrlite has a lower CaO content than the komatiite liquid, and its REE pattern is slightly more depleted in HREE and less depleted in LREE. This indicates that the wehrlite parental liquid could have been formed through fractionation of olivine and a small amount of clinopyroxene. The parental liquid of the gabbro GOR 508 has lower REE content than the komatiite liquid. This suggests that the calculated REE content is too low and that olivine is not the only phase to fractionate in this sample or that its liquid MgO content is overestimated.

In the same manner, the dunites can be explained by about 20 wt. % olivine fractionation of the parental liquid of G2 komatiites. The wehrlite GOR 507 can also be linked to the G2 komatiite through fractionation of a slightly higher amount of olivine, about 25 wt. %.

This modelling strongly suggests that the intrusive and volcanic rocks on Gorgona Island are closely related and derived from a common parent. The parental magma of the intrusive rocks probably differentiated to basaltic compositions in a magma chamber deep in the crust whereas the komatiites and picrites bypassed these chambers and erupted directly as ultramafic liquids.

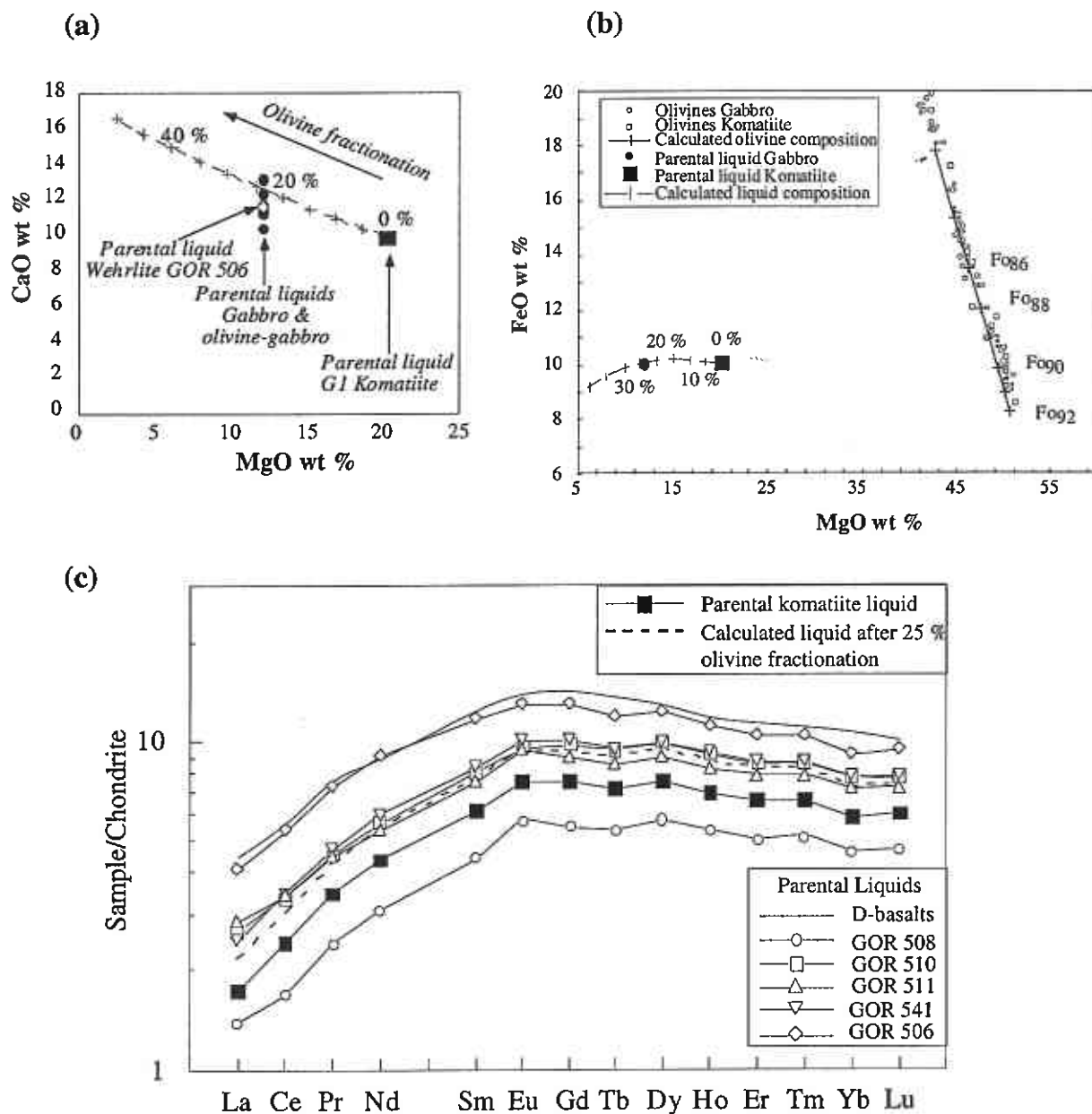


Figure 5.12 : a- MgO versus CaO of the calculated parental liquid compositions of G1 komatiites, gabbros and the wehrlite GOR 506. The curve represents olivine fractionation ; ticks show 5 % increments.
 b- MgO versus FeO of the calculated parental liquid compositions. Also reported are the olivine compositions of each rock type.
 c- calculated REE patterns, normalised to chondrite (Sun & McDonough, 1989) of parental liquids. The dotted line represent the calculated REE pattern after 25 % extraction of olivine from the G1 komatiite parental liquid.

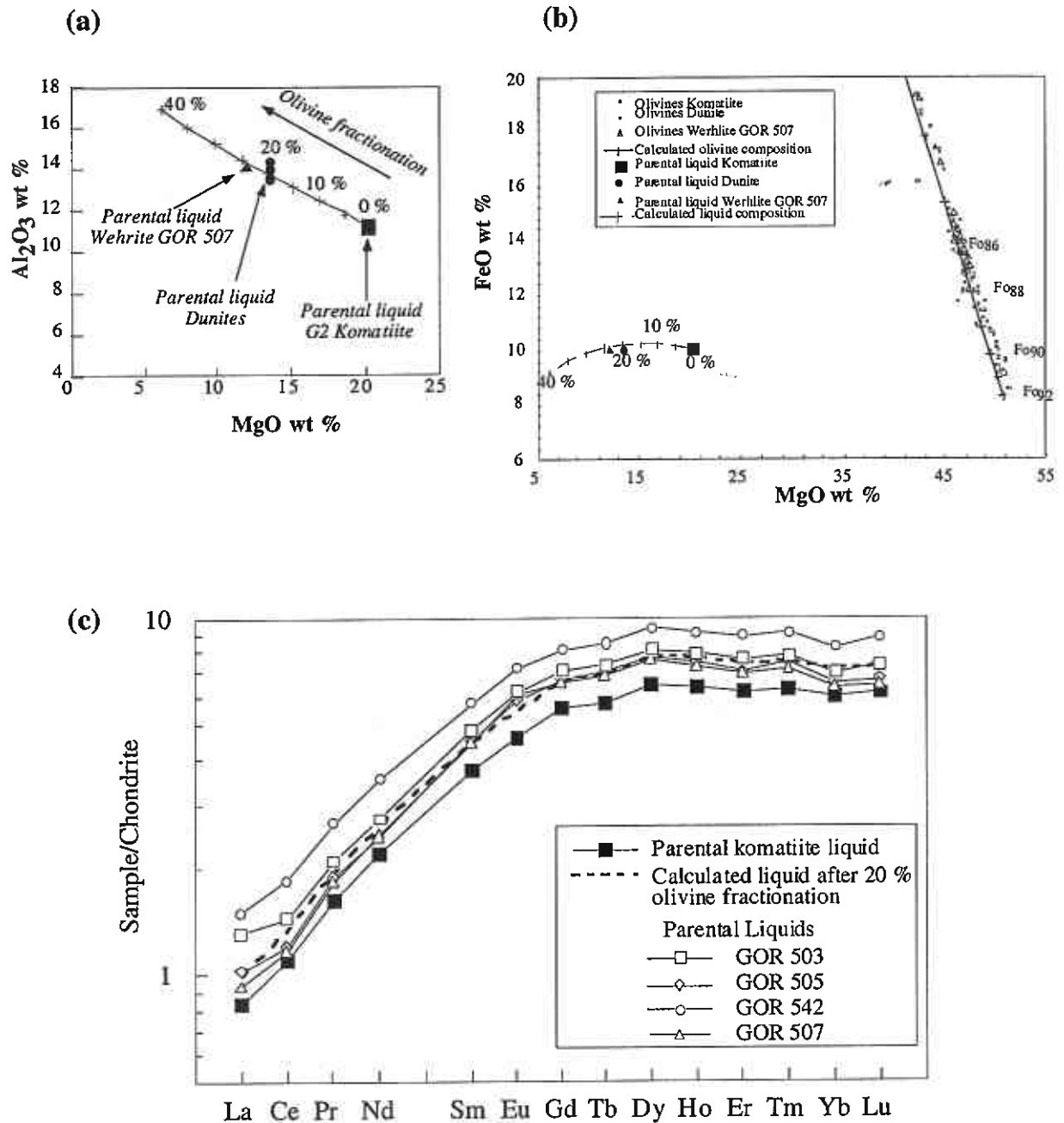


Figure 5.13 : a- MgO versus Al_2O_3 of the calculated parental liquid compositions of G2 komatiites, dunites and the wehrlite GOR 507. The curve represents olivine fractionation ; ticks show 5 % increments.
 b- MgO versus FeO of the calculated parental liquid compositions. Also reported are the olivine compositions of each rock type.
 c- calculated REE patterns, normalised to chondrite (Sun & McDonough, 1989) of parental liquids. The dotted line represent the calculated REE pattern after 20 % extraction of olivine from the G2 komatiite parental liquid.

5.6.4. Depth, degree and partial melting processes

We have seen that the trace-element signatures in Gorgona rocks vary widely, from almost flat REE patterns in gabbros and basalts, to extremely depleted patterns in the olivine cumulates and ultramafic lavas (Figs. 6, 10, 11). It appears from the previous section that almost all rock types can be linked to high-MgO parental liquids, either directly or through olivine fractionation. Now the formation of such high MgO liquids with such strongly depleted geochemical signatures must be explained.

Such unusual compositions can be related either to: (a) variable depletion in the source, or (b) processes that yielded depleted liquids from a less depleted source. In other words, either the source of Gorgona rocks underwent a depletion event before it became part of the Gorgona plume, or the source became depleted during the partial melting that formed Gorgona high-MgO liquids. Arndt *et al.* (1997) argued that source depletion well before the Gorgona event is unlikely because it should have resulted in large variations in Nd isotopic compositions and a positive correlation between Sm/Nd and the Nd isotope composition. The data plotted in Fig. 7 show that this is not the case. Arndt *et al.* (1997) suggested instead that the variable extents of depletion of the Gorgona lavas arose mainly through fractional melting in a common, moderately depleted source.

From their isotopic compositions, it can be inferred that the mantle source(s) of most Gorgona rocks became moderately depleted in incompatible element long before the Gorgona event. The long-term $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of this source can be calculated as 0.2, a value similar to that of normal depleted upper mantle. In this section we explore the melting processes that can form highly depleted liquids from a less depleted source. Batch melting can be eliminated because it is neither able to explain the variability of REE patterns of Gorgona rocks nor the extent to which depletion exceeds that of normal mantle rocks. By contrast, fractional melting depletes the source through liquid extraction and leads to the formation of highly depleted liquids. Critical melting, a variant of fractional melting in which a constant proportion of liquid remains in the source (Sobolev & Shimizu, 1993), was proposed by Arndt *et al.*, (1997) to explain the formation of Gorgona rocks. Here we extend this model to explain the three main types of high-MgO liquids found on Gorgona: those parental to G1 komatiites, to G2 komatiites and to the picrites. The results are shown on Fig. 14 and the parameters used in the modelling are listed in Table 4.

G1 komatiites

G1 komatiites are depleted both in LREE and HREE (Fig. 14 a), a pattern we interpret to indicate melting that started deep in the mantle, in the field of garnet stability. Such REE patterns are reproduced by 14-16% critical melting with the retention of 3% liquid in the residue. The HREE depletion is due to the persistence of garnet throughout the melting interval; the LREE depletion results from continued extraction of partial melt, which accentuates the initial slight depletion of the source.

G2 komatiites

G2 komatiites are more depleted in LREE but have flat HREE. The difference in HREE can be explained in different ways: (a) a higher degree of partial melting, with the result that all garnet was consumed; (b) melting at shallower depths in the mantle and entirely within the spinel-stability field; or (c) melting that started within the garnet-stability field but continued in the spinel stability field as a result of continuing ascent of the mantle source.

The first hypothesis can be rejected on the basis that there do not seem to be any differences in overall concentrations of REE, nor in the estimated MgO contents of the parental liquids, between the two groups of komatiite. Such differences would be expected if the percentage of melting were very different. In the case of melting entirely within the spinel stability field, the general shape of the REE pattern is reproduced but the extent of depletion of LREE is far too high and HREE concentrations are too high.

Our preferred model is presented in Fig. 14b and listed in Table 4. Once again, critical melting is adopted with 3% residual liquid and 15% partial melting, but the melting proceeded in two stages, with 10% in the garnet stability field followed by about 5-6% in the spinel field. To model this process, we recalculated the source composition at the start of the second stage using mass balance between the calculated residue of the previous stage and the original source (Table 4). Using this approach the REE patterns of G2 komatiites are reproduced but the source mineralogy during the second stage is peculiar, having a higher proportion of clinopyroxene than is usually proposed for the mantle. A melting model with the same two stages, but with a more normal mineralogy with orthopyroxene greater than clinopyroxene leads to the formation of a liquid which display the same shape as for G2 komatiites, but with higher concentrations for both LREE and HREE. G2 komatiites are less well reproduced than G1 komatiites. However, given the uncertainties of two stages melting calculations, the agreement between the calculated liquids and G2 komatiites is highly reasonable.

To summarize, all komatiitic liquids are produced by a similar melting process, with similar degrees of melting. For both types of komatiite, melting started in the garnet field, but for the G2 komatiites melting continued into the spinel field. This difference may be related to differences in source temperature. A source with relatively low temperature, if rising along an adiabatic melting path, will hit the solidus at relatively low pressure and could pass from the garnet to spinel field while the degree of melting was relatively low. For a source at higher temperature, all the melting may take place in the garnet field. Such a difference in temperature would not, however, lead to large differences in the major-element composition of the liquids (Herzberg, 1992). A second important aspect of the modelling is the high clinopyroxene content of the source particularly for the G2 komatiites. This could reflect the presence in the source of recycled cumulates from oceanic crust as proposed by Lassiter & Hauri (1998) and Chauvel & Hémond (1999) for oceanic island basalt.

Picrites

The parental liquid for the picrites was modelled in the same manner as for the komatiites (Fig. 14c, Table 4). These rocks are extremely depleted in LREE with flat to slightly depleted HREE. As for G2 komatiites, these patterns are best reproduced by melting that started in the garnet stability field and finished in the spinel field. As expected from the high MgO content of the parental liquid (27 wt. %) and the lower concentrations of REE, the degree of melting was higher than for komatiites, at about 25%, with 10% in the garnet field followed by 12-16% in the spinel field. As proposed for the G2 komatiites, the source was particularly rich in clinopyroxene (25 wt. %). It can be inferred that the picrites and the G2 komatiites were produced through the same melting process and from the same mantle sources. Melting was more advanced for picrites and this led to the extreme depletion in incompatible elements of picrites. This model is consistent with the geographic distribution of G2 komatiites and picrites, as both are found only in the southern part of the island.

Rock type	G1 Komatiites	G2 Komatiites			Picrites		
		Step 1	Step 2	Total	Step 1	Step 2	Total
<i>F</i>	14-16 %	10%	4-8%	14-18 %	10%	12-18 %	22-28 %
<i>Source mineralogy</i>							
<i>Ol</i>	50	50	55		50	55	
<i>Opx</i>	15	10	15		10	15	
<i>Cpx</i>	25	30	25		30	25	
<i>Spinel</i>	0	0	5		0	5	
<i>Grt</i>	10	10	0		10	0	
<i>Melting mode (%)</i>							
<i>Ol</i>	3	3	10		3	10	
<i>Opx</i>	3	3	20		3	20	
<i>Cpx</i>	44	44	68		44	68	
<i>Spinel</i>	0	0	2		0	2	
<i>Grt</i>	50	50	0		50	0	
<i>Source composition</i>							
<i>La</i>	0.50	0.50	0.05		0.50	0.05	
<i>Ce</i>	0.59	0.59	0.07		0.59	0.07	
<i>Nd</i>	0.72	0.72	0.19		0.72	0.19	
	0.78	0.78	0.34		0.78	0.34	
<i>Sm</i>	0.83	0.83	0.46		0.83	0.46	
<i>Eu</i>	0.89	0.89	0.59		0.89	0.59	
<i>Dy</i>	1.00	1.00	0.79		1.00	0.79	
<i>Er</i>	0.98	0.98	0.82		0.98	0.82	
<i>Yb</i>	1.03	1.03	0.91		1.03	0.91	

	<i>Olivine</i>	<i>Opx</i>	<i>Cpx</i> ¹	<i>Cpx</i> ²	<i>Spinel</i>	<i>Garnet</i>
<i>La</i>	3.1E-05	4.4E-05	2.9E-01	5.4E-02	6.0E-04	1.0E-03
<i>Ce</i>	1.0E-04	1.4E-04	3.1E-01	8.6E-02	6.0E-04	4.0E-03
<i>Nd</i>	4.2E-04	5.2E-04	4.0E-01	1.9E-01	6.0E-04	5.7E-02
<i>Sm</i>	1.1E-03	1.6E-03	5.9E-01	2.9E-01	6.0E-04	6.3E-01
<i>Eu</i>	8E-04	6.4E-04	5.9E-01	3.5E-01	6.0E-04	1
<i>Dy</i>	1.4E-03	8.4E-03	7.8E-01	4.4E-01	1.5E-03	2
<i>Er</i>	1.3E-02	1.7E-02	8.2E-01	3.9E-01	3.0E-03	3
<i>Yb</i>	3.0E-02	3.3E-02	8.0E-01	4.3E-01	4.5E-03	4

Table 5.4 Parameters used in the partial melting modelling. Source compositions were calculated after the value of Gurenko & Chaussidon (1995) and resemble the depleted mantle. Melting modes from Johnson (1990). Partition coefficients are from Gurenko & Chaussidon (1995) Two sets of partition coefficients were used for clinopyroxenes; Cpx¹ were used for high pressures (garnet field) and are from Shimizu (1982). Cpx² are used for lower pressures (spinel field) and are from Gurenko & Chaussidon (1995).

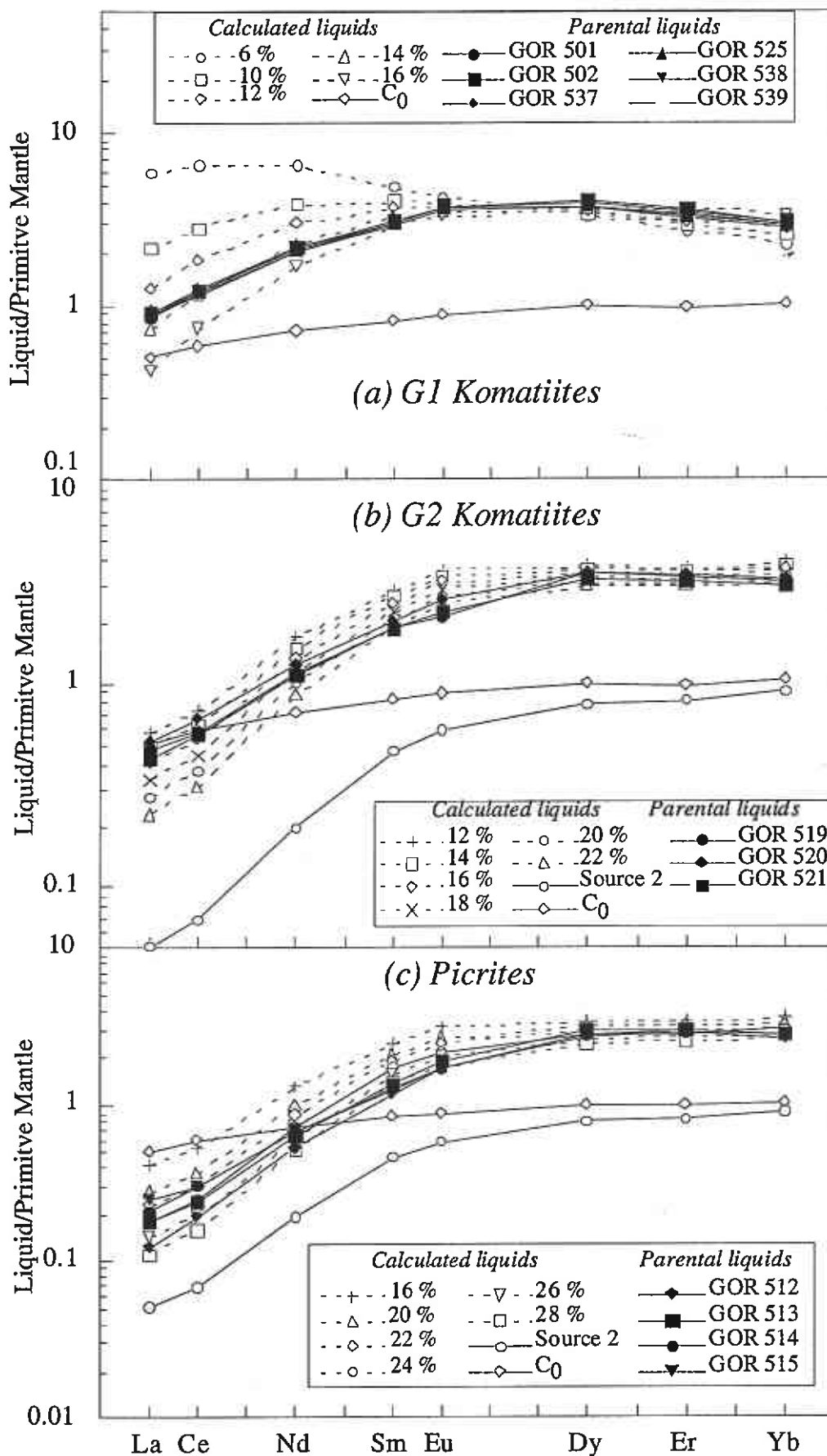


Figure 5.14 : Calculated REE patterns, normalised to the primitive mantle (Hofmann, 1988), resulting from critical melting compared with the compositions of (a) G1 komatiites ; (b) G2 komatiites and (c) Picrites.

Modelling major elements

To confirm the results of the REE modelling, we modelled the major-element compositions of the parental liquids of komatiites and picrites. The results are presented in Fig. 15. To calculate the compositions of liquids formed through critical melting, we used the high-pressure experimental partition coefficients for major elements of Herzberg & Zhang (1996). The source composition was that of the peridotite KLB-1 and a pressure of 5 GPa was chosen, following the interpretation of Herzberg (1992) and Nisbet *et al.* (1993) for Gorgona komatiites. The procedure was as follows: (a) using the partition coefficients, we calculated the composition of a liquid in equilibrium with the original source for the first small (1%) increment of melting; (b) using mass balance between the calculated liquid and the original source, a new source composition was calculated; (c) from this composition and the same partition coefficients, a second liquid was calculated. Up to 25 iterations were made, corresponding to 25% cumulative melting, the degree inferred for picrites from REE modelling.

Given the uncertainties of both the calculations and the experimental partition coefficients, the agreement with the calculated parental liquid compositions shown in Fig. 15 is reasonable. It should be noted, however, that the MgO content at 25% cumulative melting is lower than that of the picritic parental liquid. This can be explained in several ways: (a) the source may have been more refractory than that used in the modelling or (b) the pressure at which the picritic liquid formed was slightly higher, resulting in a larger MgO content of the liquids.

Intrusive Rocks

Two olivine gabbros (GOR 534 and GOR 535) have almost flat REE patterns (Figs. 6, 10 and 11) and their general trace-element characteristics are close to those of the E-basalts (Kerr *et al.*, 1996a). Moreover, their isotopic compositions are relatively enriched, again like those of the E-basalts. This indicates that these two rocks are related to these basalts and did not form from the same mantle source as komatiites. However, it must be noted that peculiar process or conditions must have been required to produce liquids with flat REE patterns from a depleted mantle source. As discussed by Kerr *et al.* (1998) and Révillon *et al.* (1999b) this type of geochemical signature, which is a general feature of oceanic plateaus, can be interpreted in terms of pooling of liquids formed by fractional melting at different depths and homogenized en route to the surface. The E-basalts, which are slightly enriched in LREE and depleted in HREE could be representative of an earlier or separate stage of liquid extraction (Kerr *et al.*, 1996a; Arndt *et al.*, 1997). The primary liquids formed at great depth and relatively low degrees of melting, as indicated by their HREE depletion and high element concentrations. The E-basalts apparently reached the surface directly, to erupt as lava flows, but the liquids that formed the olivine-gabbros were trapped and crystallized in magma chambers.

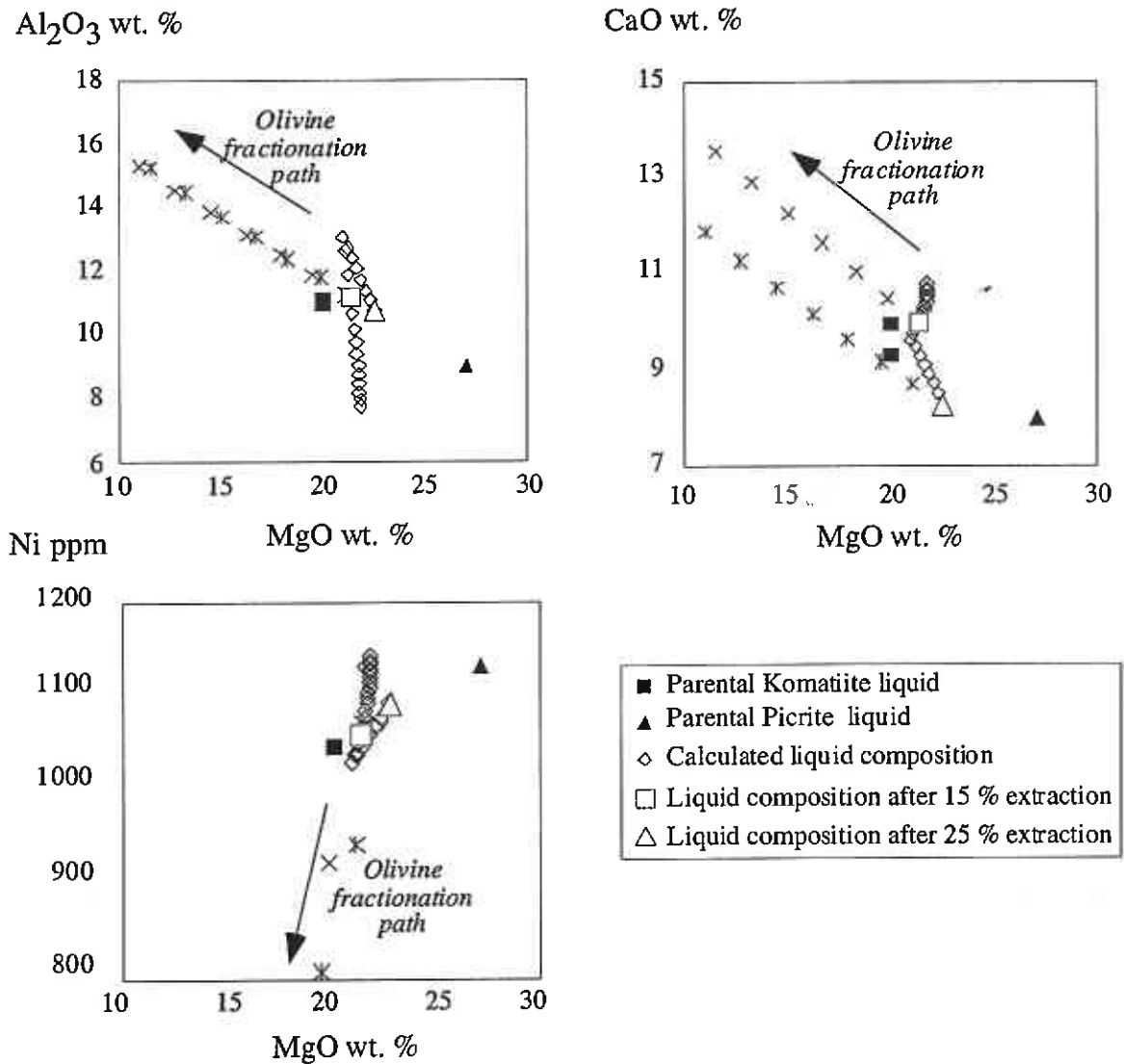


Figure 5.15 : MgO vs. Al₂O₃, CaO and Ni of the parental liquids of komatiites and picrites and of liquids produced through fractional melting at 5 GPa.

5.6.5. Mantle sources

The Nd isotopic compositions distinguish two different mantle sources (Figs. 7 and 8). The first well-sampled source is isotopically depleted, with initial ϵ_{Nd} ranging from +10.4 to +8.2. It produced the komatiites, picrites, gabbros, dunites and wehrlites. The second less depleted and more rarely sampled source had compositions ranging from ϵ_{Nd} +5.3 to +7.6. It produced the E-basalts (Kerr *et al.*, 1996a; Arndt *et al.*, 1997), some of the gabbros, a dunite and a picrite. In view of the close spatial and temporal relationship between these magmas, it is evident that the plume source of Gorgona was heterogeneous, being composed of at least two different components. As discussed in the previous section, the large range in $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios find a ready explanation in the partial melting process. The large range in Sr isotopic

compositions is attributed to contamination of magma with small amounts of altered basalts (Révillon *et al.*, in prep).

5.7. Conclusions

5.7.1. Plumbing system of an oceanic plateau

The volcanic and intrusive rocks of Gorgona were derived from magmas with a wide range of compositions; komatiites and picrites crystallized directly from liquids with 20 to 27 wt. % MgO whereas the gabbros, wehrlites and dunites formed through the accumulation of olivine and pyroxene from liquids with basaltic compositions. Similarities in the trace-element characteristics of the intrusive rocks and ultramafic lavas indicate that they had similar or common parental magmas. It appears that the basaltic liquids from which the intrusive rocks formed resulted from variable amounts of olivine fractionation from parental ultramafic magmas. Textures indicative of rapid cooling suggest that the intrusive rocks were emplaced at a high level within the volcanic pile.

These observations and inferences provide the basis of the multi-stage model for the plumbing system of the Gorgona plateau illustrated in Fig. 16. Differentiation of ultramafic magmas took place in magma chambers located at or near the base of the crust. The products of this differentiation were basaltic liquids, which ascended towards the surface where they were emplaced as sills or erupted as lavas, and a thick layer of ultramafic cumulates at the base of the crust. The presence of such a layer may explain the high velocity, high density material in geophysical surveys elsewhere in the Caribbean plateau. Not all the ultramafic magma was processed in the chamber and some of it passed directly to the surface to erupt as komatiitic and picritic volcanic rocks.

5.7.2. Plume composition and melting processes

The Nd isotopic compositions indicate that the mantle source of Gorgona rocks was heterogeneous. One highly depleted component yielded the ultramafic magmas parental to the komatiites, picrites and intrusive ultramafic rocks. The second less depleted component was the dominant source of the E-basalts and certain gabbros. The large range in trace element ratios in Gorgona lavas resulted from critical melting that led to progressive depletion of the more incompatible elements.

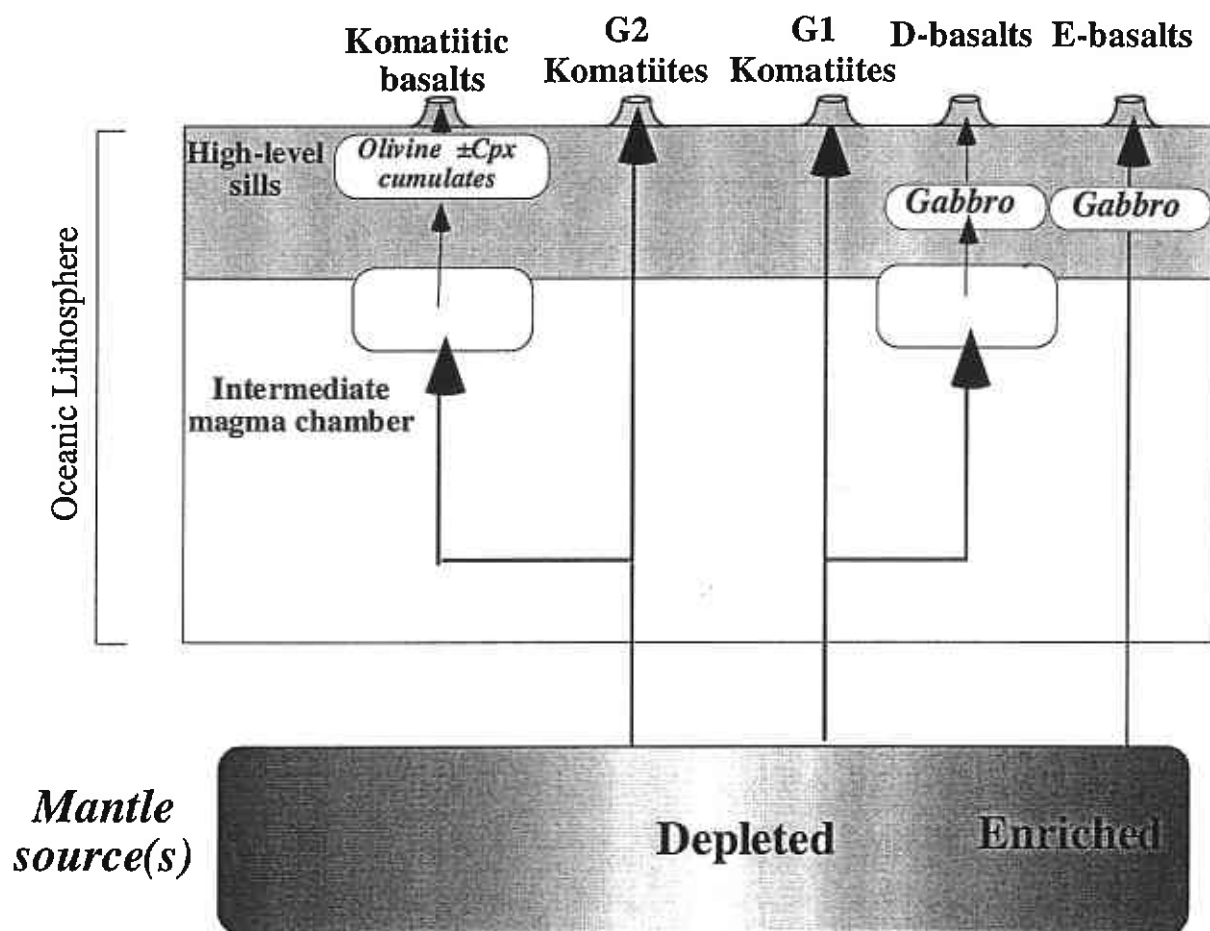


Figure 5.16 : Multi-stage model for the plumbing system of the Gorgona plateau. G1 and G2 komatiites are extracted from a mantle source, depleted in incompatible elements through advanced fractional melting. Part of these liquids were trapped in magma chambers where they differentiated to give respectively the gabbros and the olivine +/- clinopyroxene cumulates (dunites and wehrlites). The two gabbros with flat REE patterns are linked to the E-basalts. They formed through pooling of liquids from a different mantle source. The D-basalts are linked to the gabbros as their volcanic equivalent. The extrusive equivalent of olivine-cumulates were not directly identified but could be represented by the less MgO rich G2 komatiite GOR 520.

ACKNOWLEDGMENTS

Authors are grateful to Gustavo Garzon (Ministerio del Medio Ambiente, Cali, Colombia) for his assistance in arranging permission to visit Gorgona ; Claudia Isabel Acevedo and Gustavo Mayor for help and logistic support in the field. We are grateful to A.C. Kerr for providing some of his Gorgona samples and analysis. We also thank Nicole Morin and Joël Macé for their assistance with the isotopic analyses in Rennes ; Martine Lecoz-Bounhik for help with XRF analyses in Rennes, Liliane Savoyan for help in ICP-MS analyses at the University of Montpellier ; Marcel Bohn, in Brest, and Robert Wilson, in Leicester, for their assistance with microprobe analyses. This manuscript was improved through discussions with Ramon

Capdevila, Bor Ming Jahn and Pete Cobbold. This work was supported by the French CNRS (grants in the IDYL and IT program to N. T. Arndt) .

REFERENCES

- Aitken, B. G. & Echeverria, L. M., 1984. Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona Island, Columbia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **86**, 94-105.
- Arndt, N. T., Kerr, A. C. & Tarney, J., 1997. Dynamic melting in plume heads: the formation of Gorgona komatiites and basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **146**, 289-301.
- Burke, K., Fox, P. & Sengör, A. M. C., 1978. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, **83**, 3949-3954.
- Campbell, I. H. & Griffiths, R. W., 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **99**, 79-93.
- Chauvel, C. & Hémond, C., 1999. Melting of a complete section of recycled oceanic crust: trace element and Pb isotopic evidence in Iceland. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, In Press.
- Cloos, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts. *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 715-737.
- Coffin, M. F. & Eldholm, O., 1993. Scratching the surface: estimating dimensions of large igneous provinces. *Geology*, **21**, 515-518.
- Coffin, M. F. & Eldholm, O., 1994. Large Igneous Provinces: Crustal Structure, Dimensions, and External Consequences. *Reviews of Geophysics*, **32**, 1-36.
- Cohen, R. S. & O'Nions, R. K., 1982. The lead, neodymium and strontium isotopic structure of Ocean Ridge basalts. *Journal of Petrology*, **23**, 299-324.
- Cox, K. G., 1980. A model for flood basalt volcanism. *Journal of Petrology*, **21**, 629-650.
- Donaldson, C. H., 1979. An experimental investigation of the delay in nucleation of olivine in mafic lavas. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **69**, 21-32.
- Duncan, R. A. & Hargraves, R. B., 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In: Bonini, W. E., Hargraves, R. B. and Shagam, R. (eds), *The*

Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society of America Memoir, **162**, 81-84.

Echeverria, L. M., 1980. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Columbia: Field relations and geochemistry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **73**, 253-266.

Echeverria, L. M., 1982. Komatiites from Gorgona island, Columbia. In: Arndt, N.T. and Nisbet, E.G. (eds), *Komatiites. George Allen and Unwin*, 526 pp.

Echeverria, L. M. & Aitken, B. G., 1986. Pyroclastic rocks: another manifestation of ultramafic volcanism on Gorgona Island, Columbia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**, 428-436.

Farnetani, C. G., Richard, M. A. & Ghiorso, M. S., 1996. Petrological models of magma evolution and deep crustal structure beneath hotspots and flood basalt provinces. *Earth and Planetary Science Letters*, **143**, 81-94.

Francis, P., 1993. Volcanoes: a planetary perspective. Oxford University Press, 443 pp.

Gansser, A., 1950. Geological and petrological notes on Gorgona island in relation to North-West S. America. *Schweiz Mineral Petrol. Mitt.*, **30**, 219-237.

Gurenko, A. A. & Chaussidon, M., 1995. Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Icelandic tholeiites: origin by continuous melting of a single mantle column. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **59**, 2905-2917.

Herzberg, C., 1992. Depth and degree of melting of komatiites. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 4521-4540.

Herzberg, C. & Zhang, J., 1996. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: composition of magmas in the upper mantle and transition zone. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 8271-8295.

Hofmann, A. W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**, 297-314.

Jochum, K. P., Arndt, N. T. & Hofmann, A. W., 1991. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **107**, 272-289.

Johnson, K. T., Dick, H. J. B. & Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 2661-2678.

Kerr, A. C., Marriner, G. F., Arndt, N. T., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A. D. & Duncan, R., 1996a. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: New field, petrographic and geochemical constraints. *Lithos*, **37**, 245-260.

Kerr, A. C., Tarney, J., Marriner, G. F., Klaver, G. T., Saunders, A. D. & Thirlwall, M. F., 1996b. The geochemistry and petrogenesis of the late cretaceous picrites and basalts from Curaçao, Netherland Antilles : a remnant of an oceanic plateau. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **124**, 29-43.

Kerr, A. C., Marriner, G. F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A. D., Thirlwall, M. F. & Sinton, C. W., 1997. Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, **38**, 677-702.

Kerr, A. C., Tarney, J., Nivia, A., Marriner, G. F. & Saunders, A. D., 1998. The internal structure of oceanic plateau: inferences from obducted cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean. *Tectonophysics*, **292**, 173-188.

Klaver, G. T., 1987. The Curacao lava formation: an ophiolitic analogue of the anomalously thick layer 2B of the mid-Cretaceous oceanic plateaus in the western Pacific and central Caribbean. Ph.D. Thesis, University of Amsterdam.

Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R. C., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., Mercier de Lépinay, B., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F. & Sénébier, F., 1999. Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research*, , In press.

Lassiter, J. C. & Hauri, E. H., 1998. Osmium-isotope in Hawaiian lavas: evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume. *Earth and Planetary Science Letters*, **164**, 483-496.

Leroy, S., 1995. Structure et origine de la plaque Caraïbe. Implications géodynamiques. PhD Thesis, University of Paris 6, 250 pp.

Leroy, S. & Mauffret, A., 1996. Intraplate deformation in the Caribbean region. *Journal of Geodynamics*, **21**, 113-122.

Mauffret, A. & Leroy, S., 1997. Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, **283**, 61-104.

Nesbitt, R. W., 1971. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: evidence for an Archean ultramafic liquid. *Geological Society of Australia*, **3**, 331-347.

Nisbet, E. G., Cheadle, M. J., Arndt, N. T. & Bickle, M. J., 1993. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites. *Lithos*, **30**, 291-307.

Nivia, A., 1996. Evidence for obduction in the Bolivar ultramafic complex, SW Colombia. *Journal of South American Earth Science*, **9**, 59-68.

Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman III, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., LaBrecque, J. & Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, **155**, 121-138.

Pindell, J. L. & Barrett, S. F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective. In: Dengo, G. and Case, J.E. (eds), *The Caribbean Region. Geological Society of America*, **H**, 405-432.

Renner, R., Nisbet, E. G., Cheadle, M. J., Arndt, N. T., Bickle, M. J. & Cameron, W. E., 1993. Komatiite flows from the Reliance Formation, Belingwe Belt, Zimbabwe: I - petrography and mineralogy. *Journal of Petrology*, **35**, 361-400.

Révillon, S., Arndt, N. T., Hallot, E., Kerr, A. C. & Tarney, J., 1999a. Petrogenesis of picrites from the Caribbean plateau and the North Atlantic magmatic province. *Lithos*, **49**, 41-61.

Révillon, S., Hallot, E., Arndt, N. T., Chauvel, C. & Duncan, R. A., 1999b. A complex history for the Caribbean plateau : petrology, geochemistry and geochronology of the Beata ridge, south Hispaniola. *Journal of Geology*, Submitted.

Richards, M. A., Duncan, R. A. & Courtillot, V. E., 1989. Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails. *Science*, **246**, 103-107.

Roeder, P. L. & Emslie, R. F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **29**, 275-289.

Saunders, A. D., Tarney, J., Kerr, A. C. & Kent, R. W., 1996. The formation and fate of large igneous provinces. *Lithos*, **37**, 81-95.

Shimizu, H., Sengen, K. & Masuda, A., 1982. Experimental study on rare-earth element partitioning in olivine and clinopyroxene formed at 10 and 20kb for basaltic systems. *Geochemical Journal*, **16**, 107-117.

Sinton, C. W., Duncan, R. A., Storey, M., Lewis, J. & Estrada, J. J., 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters*, **155**, 221-235.

Smith, T. L. & Batiza, R., 1989. New field and laboratory evidence for the origin of hyaloclastite flows on seamount summits. *Bulletin of Volcanology*, **51**, 96-114.

Sobolev, A. V. & Shimizu, N., 1993. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **363**, 151-154.

Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M.

J. (eds), *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication*, **42**, 313-345.

White, W. M., Hofmann, A. W. & Puchelt, H., 1987. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalts. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 4881-4893.

White, W. M., McBirney, A. R. & Duncan, R. A., 1993. Petrology and geochemistry of the Galápagos Islands: portrait of a pathological mantle plume. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 19533-19563.

Chapitre 5, deuxième partie.

Le travail suivant est un article en préparation (Earth and Planetary Science Letters). Bien qu'il figure dans cette thèse, ce manuscrit est une version préliminaire qui n'engage que la responsabilité du premier auteur.

La version finale de ce travail comprendra, en plus des résultats exposés ici, les compositions isotopiques d'oxygène des roches totales et des olivines séparées des échantillons de Gorgona. Il comprendra aussi les données d'He acquises au CRPG de Nancy sur les olivines séparées.

***Strontium and oxygen isotope compositions of clinopyroxenes and whole rocks from the Caribbean plateau:
a solution to the high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ puzzle***

Sidonie Révillon^{1*}, Nicholas T. Arndt^{1*},
Catherine Chauvel^{1*} and Serge Fourcade¹

¹ Géosciences Rennes, CNRS UPR 4661, Université de Rennes 1, campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex France.

* Now at LGCA, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble Cedex

* Corresponding author,
e-mail: sidonie.revillon@univ-rennes1.fr,
Tel: 33 2 99 28 67 83
Fax: 33 2 99 28 26 02

Abstract:

To study the origin of the high Sr isotopic compositions of volcanic and plutonic rocks from the plume-related Caribbean plateau, we analyzed Sr and O isotopic compositions of fresh clinopyroxenes separated from volcanic and plutonic rocks of Gorgona Island, Colombia. Sr isotopic compositions of sequentially leached clinopyroxenes are systematically lower than those reported for even strongly leached whole rocks. These results move the field of the Caribbean plateau in Nd-Sr isotope diagrams toward "normal" Sr isotopic compositions within the mantle array. Oxygen isotopic compositions further suggest the occurrence of a recycled component in the Caribbean plume. Three of the analyzed clinopyroxenes display higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios than the others. These are interpreted either as a source characteristic or due to contamination of magmas by oceanic crust en route to the surface.

Keywords: Caribbean oceanic plateau, Sr isotopes, O isotopes, and clinopyroxenes.

5.II.1 Introduction

The Caribbean plateau is believed to have formed in the Pacific through melting of the head of a large starting mantle plume. Detailed studies of accreted portions of this plateau have led, in the last few years, to a better understanding of the plume composition, the plateau composition and its mode of emplacement ([1-6]).

A striking feature, among many, of this plateau is the high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ measured in volcanic rocks throughout the plateau. Such high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, relative to Nd isotopic compositions, have been reported on many parts of the province, on Curaçao Island [7], on the Nicoya peninsula (Costa Rica, [3]) and on Gorgona Island [5, 8]. These isotopic compositions have been interpreted as a late alteration effect [7, 8], as the result of assimilation of altered oceanic crust [7] or as a characteristic of the plume head [9].

To gain a better understanding of this feature we analyzed Sr and O isotopic compositions of separated clinopyroxenes from Gorgona Island. These data provide new constraints on the Sr isotopic compositions of the plateau and on the mantle sources of the Caribbean province.

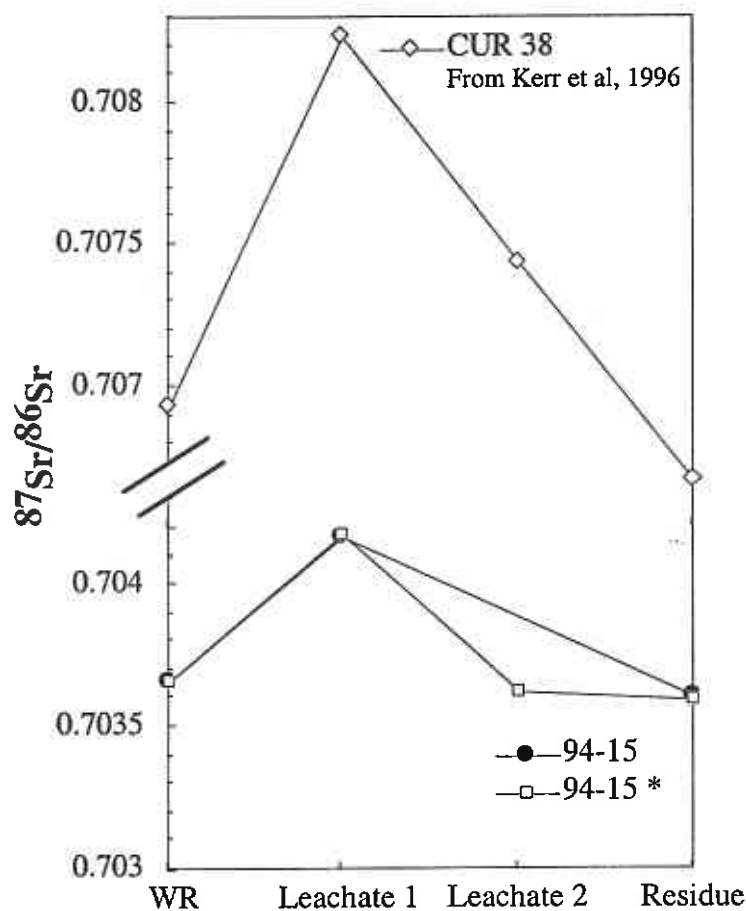
5.II.2 Results

5.II.2.1. Analytical procedures

Whole rock powder of a gabbro sample (GOR 94-15, Fig 1a) was leached once for a first set of analyses and twice for a second set before total dissolution. The first leaching stage consisted in one hour in hot HCl 6N followed, in the second set, by one hour in a mixture of 1:1 HCl 6N and HF 24N. The residue was then dissolved in a mixture of 3:1 HF 24N and HNO₃ 12 N.

Fresh clinopyroxenes from 8 samples were also analyzed. Four samples are volcanic (3 komatiites and one picrite) and the remainder are plutonic (one dunite, one wehrlite and two gabbros). Detailed description of these samples are available in [5]. Minerals were sequentially leached twice before total dissolution using a procedure adapted from [10]. The first leaching stage consisted in 30 min in cold 2N HF followed by 10 min in hot 2.5N HCl; the second consisted in 30 min in cold 4N HF followed by 30 min in hot 6N HCl. Weight loss was about 15-20% after the first leaching and 30-40% after the second. Residues were then dissolved in a mixture of 3:1 HF 24N and HNO₃ 12 N. Sr was separated using 0.1 ml Sr-SPEC resin columns and analyses were performed on a Finnigan MAT 262 at the University of Rennes. Blanks for Sr were < 100 pg. A $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value of 0.710251 was measured for the NBS 987 standard (average of 7 analyses), value in good agreement with the recommended ratio of 0.710250.

(a)



$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

(b)

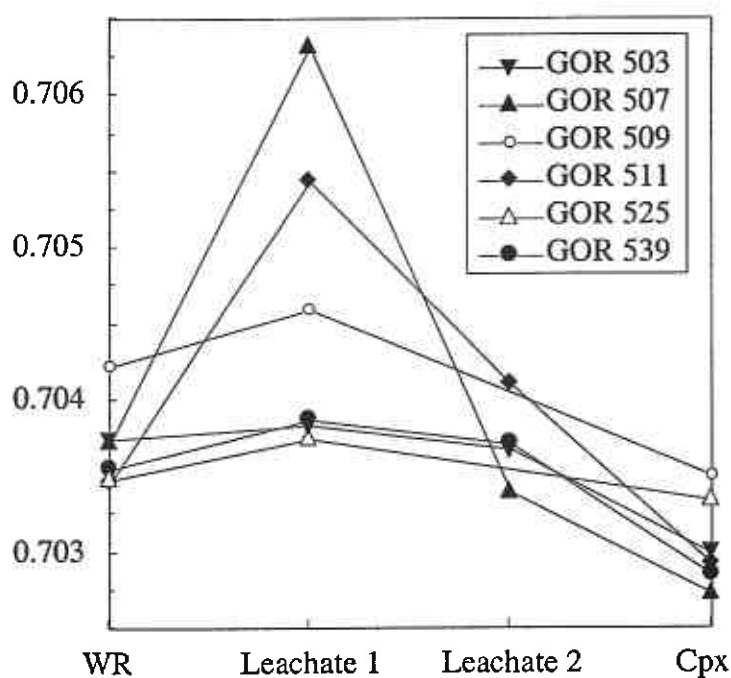


Figure 5-II-1 : (a) Sr isotopic compositions of sequentially leached and unleached gabbro sample Gor94-15 from Gorgona and Cur 38 basalt from Curaçao island. Curaçao sample data are from Kerr et al. (1996) [7]. (b) Sr isotopic compositions of whole rocks, sequentially leached clinopyroxene residues and leachates from Gorgona samples.

For oxygen isotopes measurements, separated clinopyroxenes were reacted using BrF_5 following the method of Clayton and Mayeda (1963) [11]. The reference material Circé 93 yielded a $\delta^{18}\text{O}$ value of $+5.53 \text{ ‰} \pm 0.04$ (average of 13 values), and silicate analyses were normalized to NBS 28 ($\delta^{18}\text{O} = +9.60 \text{ ‰}$) and basaltic MORB Circé 93 (recommended value $\delta^{18}\text{O} = +5.68 \text{ ‰}$, La Jolla). Isotopic analyses were performed on CO_2 using a VG SIRA 10 triple collector mass spectrometer at the University of Rennes. Isotope compositions are quoted using the δ notation with respect to SMOW. All analyses were at least duplicated and the reproducibility is better than 0.1‰.

5.II.2.2 Strontium isotopic compositions

Sr isotopic compositions of leached whole rocks are reported in Fig 1a together with CUR38 leaching experiments from Kerr et al. (1996) [7]. As a result of the acid leaching, the whole rock composition is shifted toward lower value, from 0.703663 ± 6 to 0.703601 ± 7 for the first procedure and to 0.703596 ± 8 for the second.

The compositions of leached clinopyroxenes and associated leachates are reported in Table 1 and plotted in Fig 1b. The leached clinopyroxenes display systematically lower values than their associated leachates (from 0.706330 to 0.703748, Table 1, Fig 1b). They also display lower values than the whole rock compositions (Fig 1b).

Three samples gave significantly higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios than the others (Fig 2). The isotopic compositions in this group, which includes a komatiite, a picrite and a gabbro, range from 0.703348 (± 7) to 0.703522 (± 7). The remaining samples, two komatiites, a gabbro, a dunite and a wehrlite, have lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ between 0.702714 (± 7) to 0.702996 (± 9).

The whole rock Nd isotopic compositions of these samples were reported by [5]. Two components were identified: an enriched one ($\epsilon_{\text{Nd}} \sim +6$) and a depleted one ($\epsilon_{\text{Nd}} \sim +10$) (Fig 2). Almost no correlation is seen between Nd and Sr isotopic compositions (Fig 2).

5.II.2.3 Oxygen isotopic compositions

The oxygen isotopic compositions of clinopyroxenes are listed in Table 1 and reported in Fig. 3. $\delta^{18}\text{O}$ values range from $+5.07 \text{ ‰}$ to $+5.78 \text{ ‰}$. Clinopyroxenes from the two peridotites display low values ($\delta^{18}\text{O}$ 5.07-5.08 ‰) but most samples are in the range $\delta^{18}\text{O} = 5.19\text{-}5.42 \text{ ‰}$, while the picrite has a more enriched $\delta^{18}\text{O}$ value at 5.78 ‰ (Fig 3, Table 1). Although no direct correlation can be established between Sr and O isotopic compositions, the samples with high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ display some of the highest $\delta^{18}\text{O}$ values.

Sample	Rock type	Leachate 1	2 σ	Leachate 2	2 σ	Residue	2 σ	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
GOR 502	Komatiite	-	-	-	-	0.702714	± 7	5.42 ± 0.11
GOR 503	Dunite	0.703841	± 7	0.703678	± 14	0.702996	± 9	5.08 ± 0.07
GOR 507	Wehrlite	0.706330	± 31	0.703402	18	0.702729	± 7	5.07 ± 0.11
GOR 509	Olivine-gabbro	0.704601	± 11	-	-	0.703498	± 8	5.23 ± 0.02
GOR 511	Gabbro	0.705449	± 9	0.704100	± 20	0.702924	± 7	5.19 ± 0.03
GOR 515	Picrite	-	-	-	-	0.703522	± 7	5.78 ± 0.00
GOR 525	Komatiite	0.703748	± 8	-	-	0.703348	± 7	5.36 ± 0.01
GOR 539	Komatiite	0.703881	± 8	0.703712	± 7	0.702847	± 8	5.26 ± 0.21

Table 5-II-1 : Sr and O isotopic compositions of Gorgona clinopyroxenes. All O isotopic compositions were duplicated.

ϵNd_i

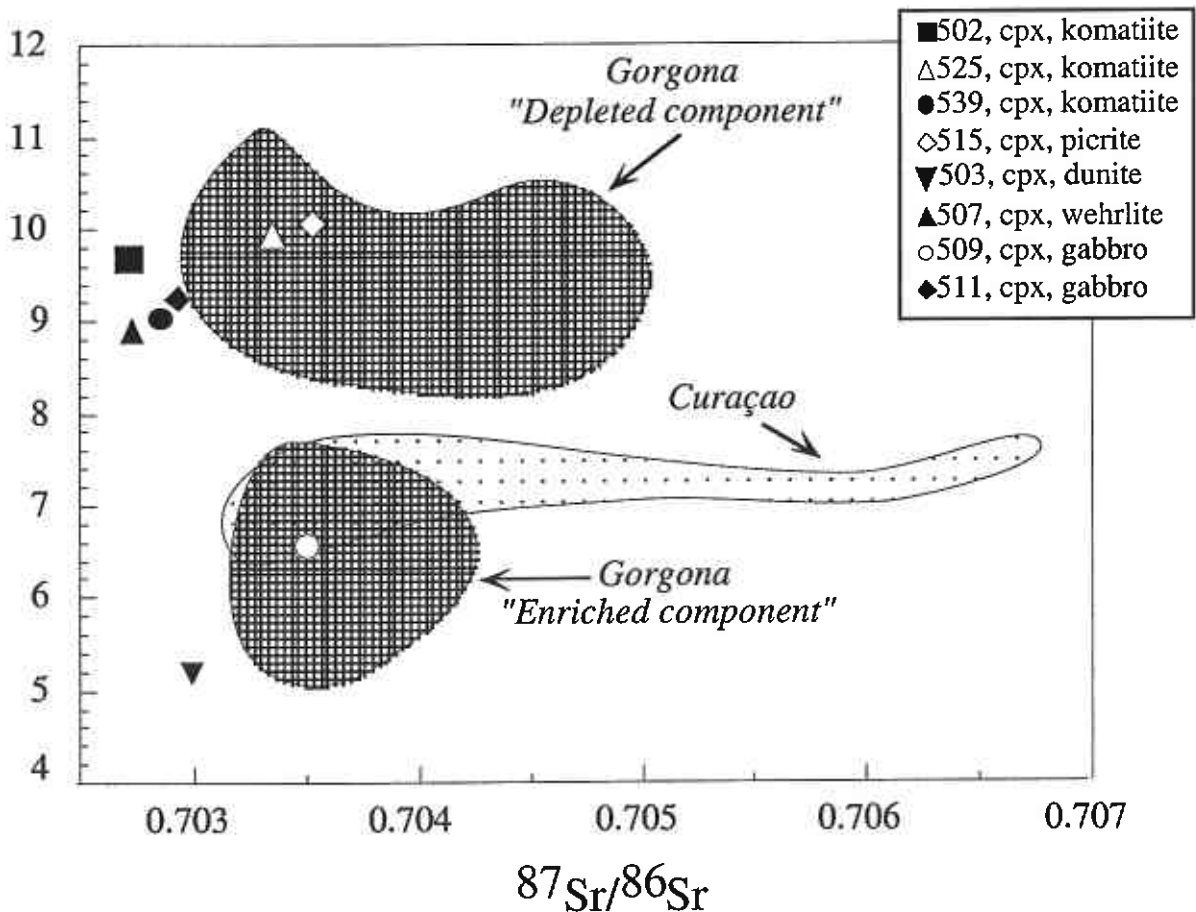


Figure 5-II-2 : Initial (recalculated to 88 Ma) Nd isotopic compositions of Gorgona whole rock samples plotted against Sr isotopic compositions of clinopyroxenes. Are also reported Nd and Sr whole rock fields of Gorgona and Curaçao samples. Gorgona island data are from [5, 7, 8, 14]. Curaçao data are from [7]. Labels "GOR" were omitted in the legend for clarity.

5.II.3 Discussion

5.II.3.1 Sr isotope compositions of whole rocks

To eliminate the effects of post-emplacement alteration such as interactions with seawater, Kerr et al. (1996) [7] and Hauff et al. (1999) [9] analyzed Sr isotopic compositions of strongly leached whole rocks. They both obtained unusually high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios relative to the Nd isotope compositions measured in the rocks. Kerr et al. (1996) [7] interpreted these as representative of the magmatic compositions, a consequence of assimilation of altered oceanic crust. Such a process had already been invoked to explain the moderately high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios reported in Icelandic lavas [12]. Alternatively Hauff et al. (1999) [9] suggested that the high Sr isotopic compositions may reflect recycling of large amount of oceanic lithosphere.

We performed similarly strong acid leaching and obtained similar results: the Sr isotopic compositions were lowered by the leaching procedure but remained high compared to the Nd isotopic compositions (Fig. 1a). Furthermore, our new Sr isotopic compositions for clinopyroxenes are systematically lower than those reported for the whole rocks. The analyzed clinopyroxenes are very fresh and clearly magmatic in origin, and their compositions can be taken as representative of the isotopic compositions of both the magmas from which they crystallized and their mantle source. On a more global scale, the new data shift the Caribbean field toward more "normal" isotopic compositions for plume-related material, *i.e.*, they no longer plot to the right of the mantle array.

On this basis, it can be concluded that the high values in whole-rock samples do not reflect source compositions. Furthermore the difference between the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of clinopyroxene and whole rocks eliminates the possibility that the very high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (>0.704) of the latter are due to assimilation of altered crust. Late seawater alteration is a more likely explanation, a result that raises questions about the efficiency of acid leaching to remove seawater alteration effects. Another set of oxygen measurement on whole rock powders is currently in progress to better understand this feature.

5.II.3.2 Sr isotope compositions of clinopyroxenes

If it is accepted that the lowest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values measured in clinopyroxene are representative of the source, an explanation must be found for the high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values (>0.703) of the three unusual samples. These values may be due to either (a) an enriched component in the source, or (b) to contamination of magmas en route to the surface (Fig 2). There are several implications of the first explanation. As can be seen from Fig. 2, samples with high Sr isotopic compositions are found in both the "depleted" and "enriched" components identified in rocks from Gorgona [5, 13, 14]. If the high Sr isotope ratios are a source feature, then we are compelled to postulate four distinct components in the mantle source of Gorgona rocks: one with elevated ϵNd and elevated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; another with elevated ϵNd and low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; another with low ϵNd and elevated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and the last with low ϵNd and low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig 2). Furthermore, the high

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values are found in three different rock types, each of which came from a parental liquid with different trace element characteristics [5]. These two arguments favor a process that operates after the formation of picritic and komatiitic liquids.

The oxygen isotopic compositions are, except for one sample, relatively homogeneous, with an average $\delta^{18}\text{O}$ value of 5.2 ‰. Such an isotopic composition would be strongly influenced by incorporation of altered basaltic crust and this value may also reflect the original oxygen isotopic composition of the source. A $\delta^{18}\text{O}$ value of 5.2 ‰ is slightly lower than the usual $\delta^{18}\text{O}$ value of 5.7 ‰ reported for xenoliths from lithosphere, which are commonly taken to represent average mantle [15]. However, it corresponds to values reported for HIMU-type mantle sources that are believed to contain recycled oceanic crust [16]. $\delta^{18}\text{O}$ values, measured on olivine phenocrysts, reported by Eiler et al. (1997) [17] for HIMU-type magmas are in the range 4.87-5.03 ‰; the $\delta^{18}\text{O}$ values of clinopyroxenes were recalculated using a fractionation factor of 0.3 ‰ [18]. The occurrence of such low oxygen isotopic compositions may provide additional evidence for recycled oceanic crust in the mantle source of Caribbean lavas as previously suggested by Hauff et al. (1999) [9].

5.II.3.3 Modeling the assimilation of altered oceanic crust

To evaluate the possibility that the peculiar isotope compositions resulted from the assimilation of altered oceanic crust on route to the surface, we undertook quantitative modeling of the process (Fig. 3). An assimilation plus fractional crystallization process was assumed. The Sr and O isotopic compositions of the Trinity ophiolite [19] were taken as representative of an oceanic crust sequence, as reported on Fig 4, along with values used in our modeling. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values in altered crust range from elevated ratios in the upper altered basaltic layers to lower values in the cumulate layers. $\delta^{18}\text{O}$ values correlate with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and also range from high values in the basalts to lower values in the cumulate layers.

Two mixing models were used (Table 2, Fig. 3). In the first, cumulate layers of oceanic crust were used as the contaminant. This material is characterized by a moderately high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a Sr content of 100 ppm and a $\delta^{18}\text{O}$ slightly higher than the average value of Gorgona rocks. In the second model, the contaminant was the altered upper basaltic layer with a higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a Sr content of 150 ppm and a high $\delta^{18}\text{O}$. The values listed in Table 2 are from GERM database as compiled from [20]; [21] and unpublished data from Hart, S. R. (1996) and Booij, E. & Staudigel, H (1996). In both models, the "Gorgona endmember" is characterized by a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.7027, which corresponds to the lowest value measured in clinopyroxene separates. Given the mobility of Sr during alteration processes, we cannot use the whole rock Sr content for the modeling. We have therefore used an average Sr content of 30 ppm, which corresponds to the average parental liquid composition. The $\delta^{18}\text{O}$ of this endmember has an average value of 5.2 ‰.

	Mixing 1	
	Endmember 1 (Gorgona)	End-member 2 (cumulate section)
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7027	0.7045
Sr (ppm)	30	100
$\delta^{18}\text{O}$	5.2	5.4
	Mixing 2	
	Endmember 1 (Gorgona)	Endmember 2 (altered basalts)
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7027	0.705
Sr (ppm)	30	150
$\delta^{18}\text{O}$	5.2	9.95

Table 5-II-2 : End-members compositions used in the mixing modeling.

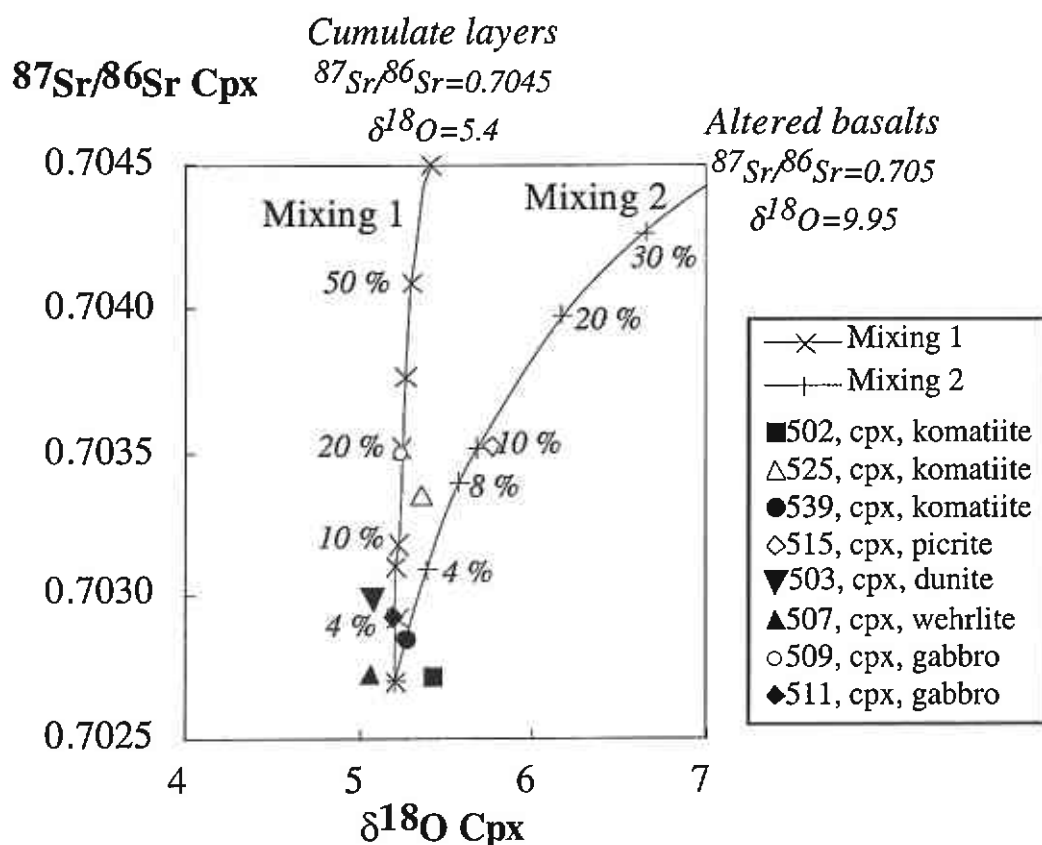


Figure 5-II-3 : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ of clinopyroxenes from Gorgona samples. Are also reported two mixing curves calculated using values listed in Table 2.

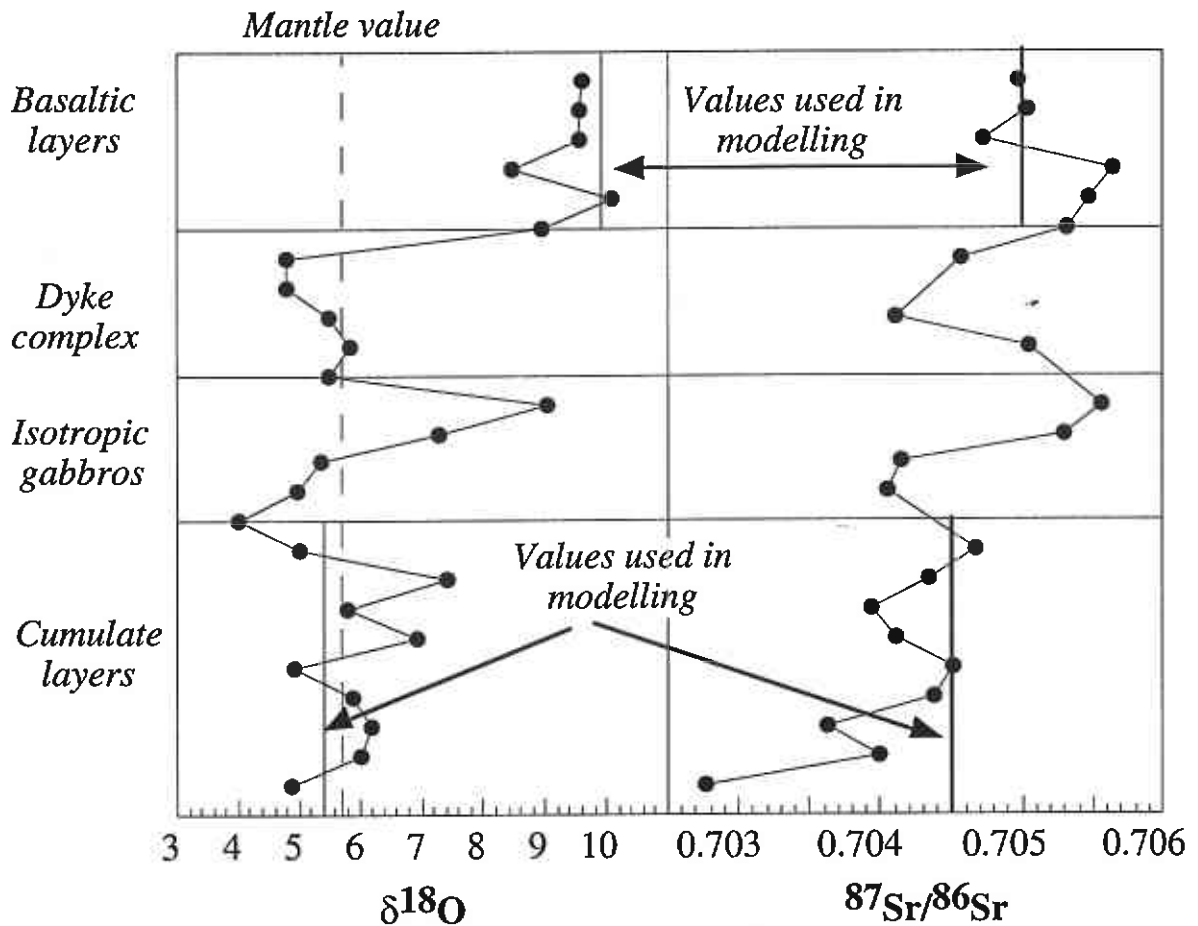


Figure 5-II-4 : $\delta^{18}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in the Trinity ophiolite sequence (data from [19]). Are also reported values used in the modeling presented in Fig. 3

From Fig. 3, it can be seen that both models fit the Sr and O isotope data. In model 1, the isotopic composition of the sample from the high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ group is reproduced through the incorporation of about 20% of material from cumulate layers of the oceanic crust. In model 2, the sample with high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values is reproduced through contamination with about 10 % of altered basalts.

Despite the success of this part of the modeling, the contamination hypothesis is not able to explain all aspects of the geochemical compositions. Both the komatiites and picrites of Gorgona have very low concentrations of incompatible elements; ~ 0.5 ppm La and 0.38 ppm Nb in komatiite GOR 525 and 0.15 ppm La and 0.12 ppm Nb in picrite GOR 515. These values are only a small fraction of the concentrations in basalts from the oceanic crust (2.5-6 ppm La and 2-8 ppm Nb) and cannot represent values in magmas resulting from 10% to 20% contamination. As seen in Fig 5, the potentially "contaminated" komatiite GOR 525 plots very close to the two "non-contaminated" komatiites GOR 502 and GOR 539. Contamination by 10%

or 20% oceanic crust should have increased both La content and Nb/La ratio as indicated by crosses in Fig 5.

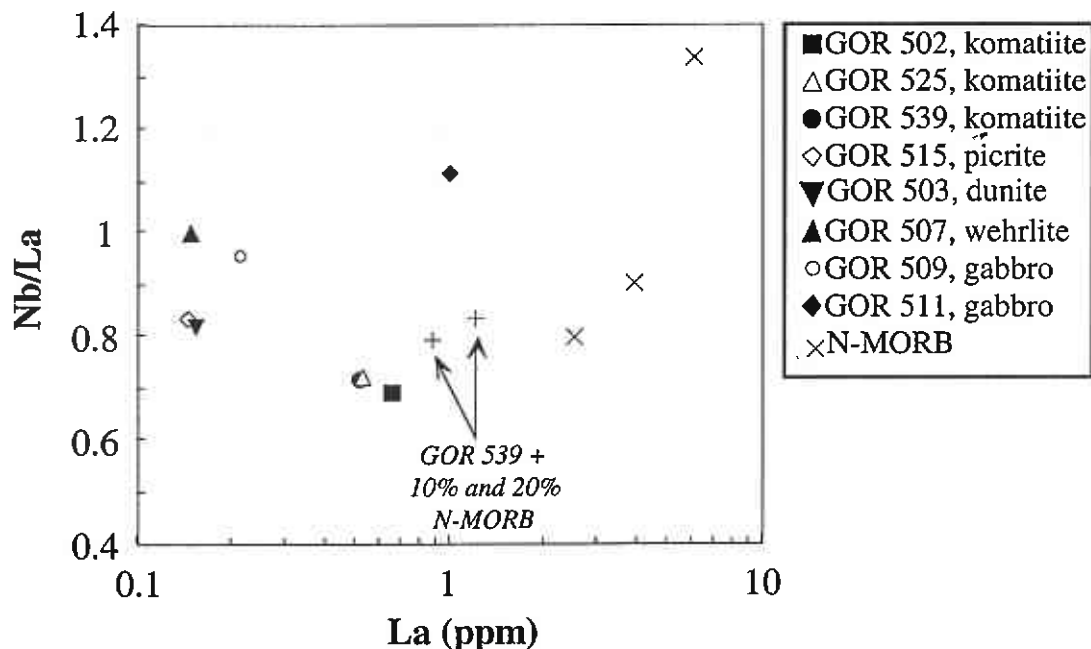


Figure 5-II-5 : La versus Nb/La of Gorgona samples. The supposed "contaminated" samples are represented by open symbols and the "non-contaminated" samples by filled symbols. Extreme values for N-MORB are also reported. The intermediate value is Hofmann (1988)'s value. Crosses correspond to sample GOR 539 contaminated with 10% and 20% of N-MORB. The calculations were done with Hofman (1988)'s values.

We conclude that of the two different processes – contamination of magma by altered oceanic crust and heterogeneous mantle source – that may account for the elevated Sr isotope compositions of rocks from the Caribbean plateau, only the second is plausible. Such an interpretation implies that the mantle underlying Gorgona Island was highly heterogeneous, being composed of several isotopically distinct components.

5.II.4 Conclusions

The main results of this study are:

(a) The Sr isotopic compositions of primary clinopyroxenes are significantly lower than those reported for whole rocks. Even strongly leached whole-rock samples display high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relative to their Nd isotopic compositions. Late alteration is a likely explanation to this feature. This raises questions about the efficiency of acid leaching as a means of avoiding the effects of late alteration.

(b) The new clinopyroxene data shift the Sr isotopic composition of the Caribbean plateau toward more "normal" values in a plume-related context.

(c) Oxygen isotopic compositions are relatively constant, with an average value of $\delta^{18}\text{O}=5.2$ ‰. This is lower than the $\delta^{18}\text{O}=5.7$ ‰ currently reported in mantle-related material and may reflect the presence of recycled oceanic crust in the Caribbean plume.

(d) Three of the analyzed clinopyroxenes display higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values than the others. These can be related to an isotopically enriched component in the source of the magmas.

Acknowledgements:

Authors are grateful to François Senebier for help in mineral separation, Nicole Morin and Joël Macé for technical support with Sr isotopic analyses and François Martineau for help in oxygen isotope measurements. This work was supported by the French CNRS (a grant in the IT program to N. T. Arndt).

References:

- [1] A.C. Kerr, J. Tarney, G. Marriner, A. Nivia and A. Saunders, The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: the internal anatomy of an oceanic plateau., in: Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism., J.J. Mahoney and M.F. Coffin, eds., pp. 123-144, Am. Geophys. Union, Washington, 1997.
- [2] C.W. Sinton, R.A. Duncan, M. Storey, J. Lewis and J.J. Estrada, An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate, *Earth Planet. Sci. Lett.* 155, 221-235, 1998.
- [3] F.K. Hauff, H. Hoernle, U. Schminke and R.A. Werner, Mid-Cretaceous origin for the Galapagos hotspot: volcanological, petrological and geochemical evidence from Costa Rican oceanic crustal fragments., *Geol. Rundsch.* 86, 141-155, 1997.
- [4] H. Lapierre, D. Bosch, V. Dupuis, M. Polvé, R.C. Maury, J. Hernandez, P. Monié, D. Yeghicheyan, E. Jaillard, M. Tardy, B. Mercier de Lépinay, M. Mamberti, A. Desmet, F. Keller and F. Senebier, Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province., *J. Geophys. Res.*, In press, 1999.
- [5] S. Révillon, N.T. Arndt, C. Chauvel and E. Hallot, Geochemical studies of ultramafic sills, Gorgona island, Colombia: plumbing system of an oceanic plateau, *J. Petrol.* submitted, 1999.

- [6] S. Révillon, E. Hallot, N.T. Arndt, C. Chauvel and R.A. Duncan, A complex history for the Caribbean plateau : petrology, geochemistry and geochronology of the Beata ridge, south Hispaniola., *J. Geol* Submitted, 1999.
- [7] A.C. Kerr, J. Tarney, G.F. Marriner, G.T. Klaver, A.D. Saunders and M.F. Thirlwall, The geochemistry and petrogenesis of the late Cretaceous picrites and basalts from Curaçao, Netherland Antilles : a remnant of an oceanic plateau, *Contrib. Mineral. Petrol.* 124, 29-43, 1996.
- [8] B.G. Aitken and L.M. Echeverria, Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona Island, Columbia, *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 94-105, 1984.
- [9] F. Hauff, K. Hoernle, G. Tilton, D.W. Graham and A.C. Kerr, Large volume recycling of oceanic lithosphere over short time scales: geochemical constraints from the Caribbean Large Igneous Province, *Earth Planet. Sci. Lett.* Accepted with revisions, 1999.
- [10] N. Machado, C. Brooks and S.R. Hart, Determination of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in primary minerals from ultramafic rocks: experimental procedure and implications for the isotopic characteristics of the Archean mantle under the Abitibi greenstone belt, Canada., *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 2335-2348, 1986.
- [11] R.N. Clayton and T.K. Mayeda, The use of bromine pentafluorine in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis, *Geochim. Cosmochim. Acta* 27, 43-52, 1963.
- [12] C. Hémond, N.T. Arndt, U. Lichtenstein, A.W. Hofmann, N. Oskarsson and S. Steinthorsson, The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotopes and trace element constraints, *J. Geophys. Res.* 98(B9), 15833-15850, 1993.
- [13] A.C. Kerr, G.F. Marriner, N.T. Arndt, J. Tarney, A. Nivia, A.D. Saunders and R. Duncan, The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: New field, petrographic and geochemical constraints, *Lithos* 37, 245-260, 1996.
- [14] N.T. Arndt, A.C. Kerr and J. Tarney, Dynamic melting in plume heads: the formation of Gorgona komatiites and basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 289-301, 1997.
- [15] H.P. Taylor, The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks, *Earth Planet. Sci. Lett.* 47, 243-254, 1980.
- [16] C. Chauvel, A.W. Hofmann and P. Vidal, HIMU-EM: The French Polynesian connection, *Earth Planet. Sci. Lett.* 110, 99-119, 1992.
- [17] J.M. Eiler, K.A. Farley, J.W. Valley, E. Hauri, H. Craig, S.R. Hart and E.M. Stolper, Oxygen isotope variations in ocean island basalt phenocrysts., *Geochim. Cosmochim. Acta* 61(11), 2281-2293, 1997.

[18] Y.F. Zheng, Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals, *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1079-1091, 1993.

[19] C. Lécuyer and S. Fourcade, Oxygen isotope evidence for a multi-stage hydrothermal alteration at a fossil slow-spreading center: the Silurian Trinity ophiolite (California, U.S.A.), *Chem. Geol.* 87, 231-246, 1991.

[20] H. Fiedrichsen, Strontium, oxygen and hydrogen isotope studies on primary and secondary minerals in basalts from the Costa Rica Rift, Deep Sea DSDP Hole 504B, Leg 83, in: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, R.N. Anderson, J. Honnorez and K. Becker, eds. 83, pp. 289-295, U.S. Printing Office, Washington, 1985.

[21] R.T. Gregory and H.P. Taylor, An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite: evidence for delta 18O buffering of the ocean by deep (>5km) seawater hydrothermal alteration at mid-ocean ridges, *J. Geophys. Res.* 86(B4), 2737-2755, 1981.

[22] A.W. Hofmann, Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297-314, 1988.

6. Synthèse des principaux résultats

Après la présentation par site, qui a été l'objet des chapitres précédents, ce chapitre est consacré à la synthèse des principaux résultats acquis au cours de ce travail. L'idée directrice de chacun des articles précédents étant différente, il était nécessaire d'intégrer, d'un point de vue plus général, les principales informations apportées par ces différentes études. Les caractéristiques et les points de discussion particuliers à chaque site ne seront pas repris au cours de ce chapitre, mais l'ensemble des calculs effectués, par localité et par type de roches, est présenté en annexe 1. Seuls seront présentés ici les résultats majeurs, qui seront la base de discussion des chapitres suivants.

Dans la première partie, les résultats des calculs de liquides parents sont exposés. Il s'agit là non pas d'une présentation par site, mais d'une présentation par type de magmas (section 6.1). Dans la seconde partie, les compositions isotopiques de Nd de chaque site sont présentées et comparées (section 6.2). La troisième partie du chapitre est consacrée aux relations entre les compositions isotopiques de Nd et les rapports élémentaires (section 6.3). Enfin, les compositions isotopiques de Sr sur roches totales et sur clinopyroxènes que nous avons mesurées, sont présentées dans la dernière partie (section 6.5).

6.1. Compositions chimiques des liquides

6.1.1. Teneurs en MgO

Sur l'ensemble des sites étudiés, Curaçao, la ride de Béata et Gorgona, deux grands groupes de liquides parents peuvent être distingués : les liquides parents ultra-magnésiens ($20\% < \text{MgO} < 27\%$) et les liquides parents basaltiques ($10\% < \text{MgO} < 13.5\%$) (Fig. 6.1).

Cette figure montre les compositions des olivines en fonction des teneurs en MgO des roches totales pour l'ensemble des échantillons qui ont servi à définir les liquides (cf. Chapitre 2, Fig. 2.3 a et b, p. 26). Les relations entre les teneurs en Fo des olivines et les courbes d'équilibre olivine-liquide permettent de distinguer les deux types de liquides. Dans le cas des échantillons de Gorgona, l'olivine la plus riche en Fo, et probablement la première olivine à cristalliser (Fo_{93} dans les picrites et Fo_{91} dans les komatiites), est utilisée pour définir la teneur en MgO du liquide parent (cf. Chapitre 5 et résultats par site en annexe 1). En revanche à Curaçao, les olivines les plus magnésiennes (Fo_{91}) sont vraisemblablement des xénocristaux (cf. Chapitre 3) et une composition de Fo_{88} est utilisée (cf. Chapitre 3 et résultats par site en annexe 1). Dans le cas de la ride de Béata, où aucune composition d'olivine n'a pu être obtenue, la teneur en MgO

des liquides parents (10 % < MgO < 12 %) a été déterminée de façon indirecte (cf. Chapitre 4 et résultats par site en annexe 1).

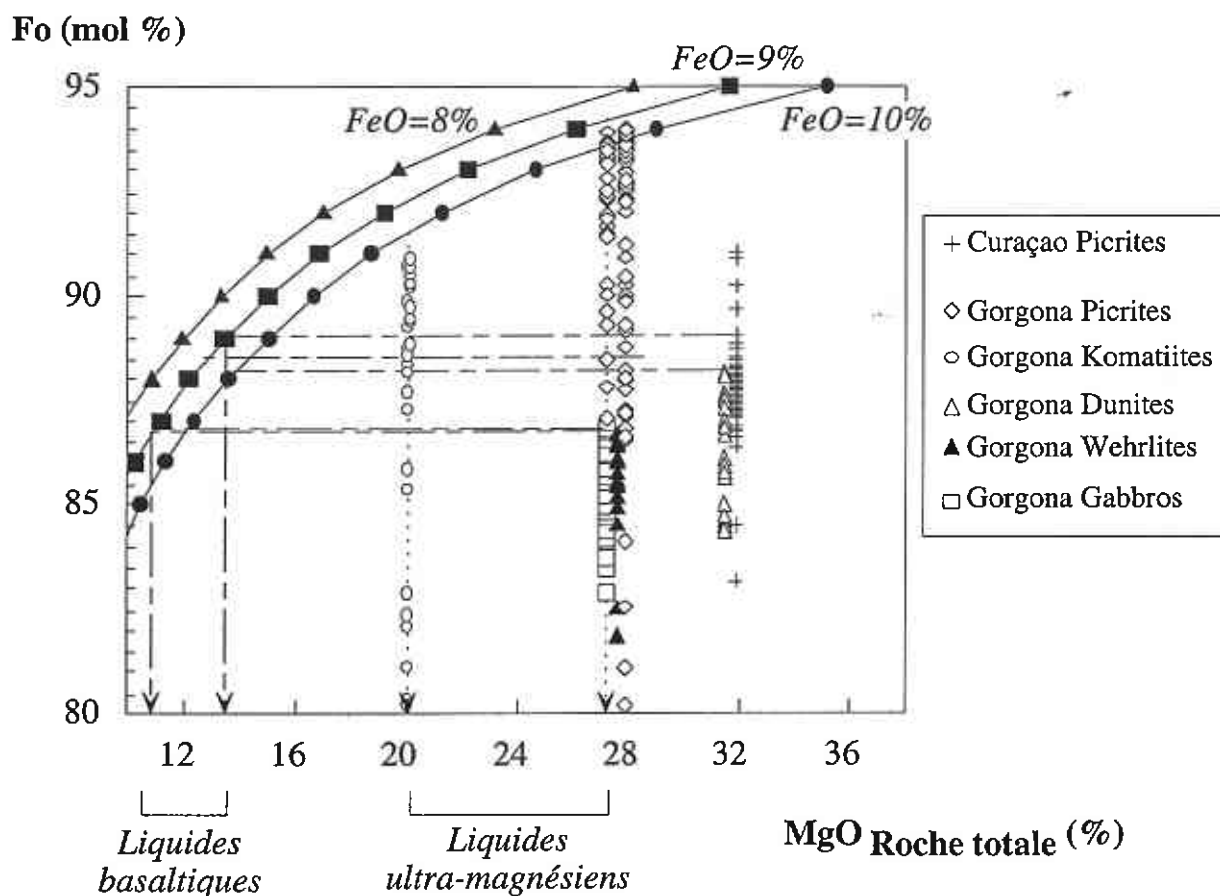


Figure 6.1 Diagramme des teneurs en Fo des olivines en fonction des teneurs en MgO des roches totales pour les échantillons dans lesquels des olivines ont été analysées et utilisées pour la définition des liquides parents.

Les liquides parents ultramagnésiens montrent des teneurs en MgO très élevées (MgO entre 20 % pour les komatiites et 27 % pour les picrites de Gorgona ; Fig. 6.1). Alors que ces liquides sont directement échantillonnés par les komatiites et les picrites à Gorgona, leur existence est suggérée à Curaçao. En effet, des olivines à Fo₉₁ ont été mesurées, ce qui correspondrait à des teneurs en MgO des liquides autour de 16-17 %.

Ces compositions ultra-magnésiennes sont, par ailleurs, confortées par les textures de trempes des échantillons, comme la présence de texture spinifex, le développement de cristaux d'olivines très squelettiques.

Les liquides basaltiques montrent des teneurs en MgO moins élevées (MgO entre 10 et 13.5 %, Fig. 6.1). Ils sont aussi les plus nombreux. Ils ont donné naissance aux picrites de Curaçao, aux gabbros et aux dolérites de la ride de Béata et sont également à l'origine des péridotites et des gabbros de Gorgona.

6.1.2. Les terres rares

Sur la base des spectres de terres rares calculés pour les liquides parents, trois classes géochimiques de magmas sont distinguées (Fig. 6.2) :

- (a) les magmas ultramagnésiens appauvris ;
- (b) les magmas basaltiques appauvris ;
- (c) les magmas basaltiques montrant des spectres de terres rares plats.

Au sein de chacun de ces groupes, certaines variations sont toutefois visibles (Fig. 6.2).

Parmi les spectres de terres rares calculés pour les liquides parents ultra-magnésiens de Gorgona deux types de komatiites (cf. première partie du Chapitre 5) et des picrites sont distinguées (Fig. 6.2.a et résultats par site en annexe 1).

Le premier groupe de komatiites (G1) montre des spectres de terres rares appauvris en terres rares légères et en terres rares lourdes ($(La/Sm)_N=0.28-0.29$, $(Gd/Yb)_N=1.26-1.31$). Le second groupe de komatiites (G2) montre des spectres plus appauvris en terres rares légères que les premiers et plats en terres rares lourdes ($(La/Sm)_N=0.23-0.25$, $(Gd/Yb)_N=0.91-0.97$). Les picrites quant à elles, montrent des spectres extrêmement appauvris en terres rares légères et plats en terres rares lourdes ($(La/Sm)_N=0.10-0.20$, $(Gd/Yb)_N=0.72-0.81$).

Parmi les spectres de terres rares des liquides basaltiques, deux grands types sont définis.

Le premier groupe montre des spectres de terres rares appauvris en terres rares légères ($(La/Sm)_N=0.21-0.38$, $(Gd/Yb)_N=0.71-1.4$; Fig. 6.2.b et résultats par site en annexe 1). Ce groupe est représenté par les gabbros, les dunites et les wehrlites de Gorgona. Aucun des échantillons étudiés à Curaçao ou sur la ride de Béata ne montre un tel appauvrissement et ce groupe ne peut être identifié que sur Gorgona.

Le second groupe, incluant les picrites de Curaçao, les gabbros et les dolérites de Béata et deux gabbros de Gorgona, montre des spectres de terres rares plats ($(La/Sm)_N\approx 0.7-1$, $(Gd/Yb)_N\approx 0.9-1.3$; Fig. 6.2.c et résultats par site en annexe 1). Les teneurs en terres rares de ces différents liquides sont aussi proches, entre 8 et 10 fois les chondrites. Quelques différences peuvent néanmoins être notées parmi ces spectres, comme le léger appauvrissement en terres rares lourdes des liquides de Curaçao et de Gorgona (respectivement $(Gd/Yb)_N=1.15-1.19$ et $(Gd/Yb)_N=1.35-1.41$). Le liquide calculé pour les gabbros et les dolérites de Béata ne montre pas cet appauvrissement ($(Gd/Yb)_N\approx 1$).

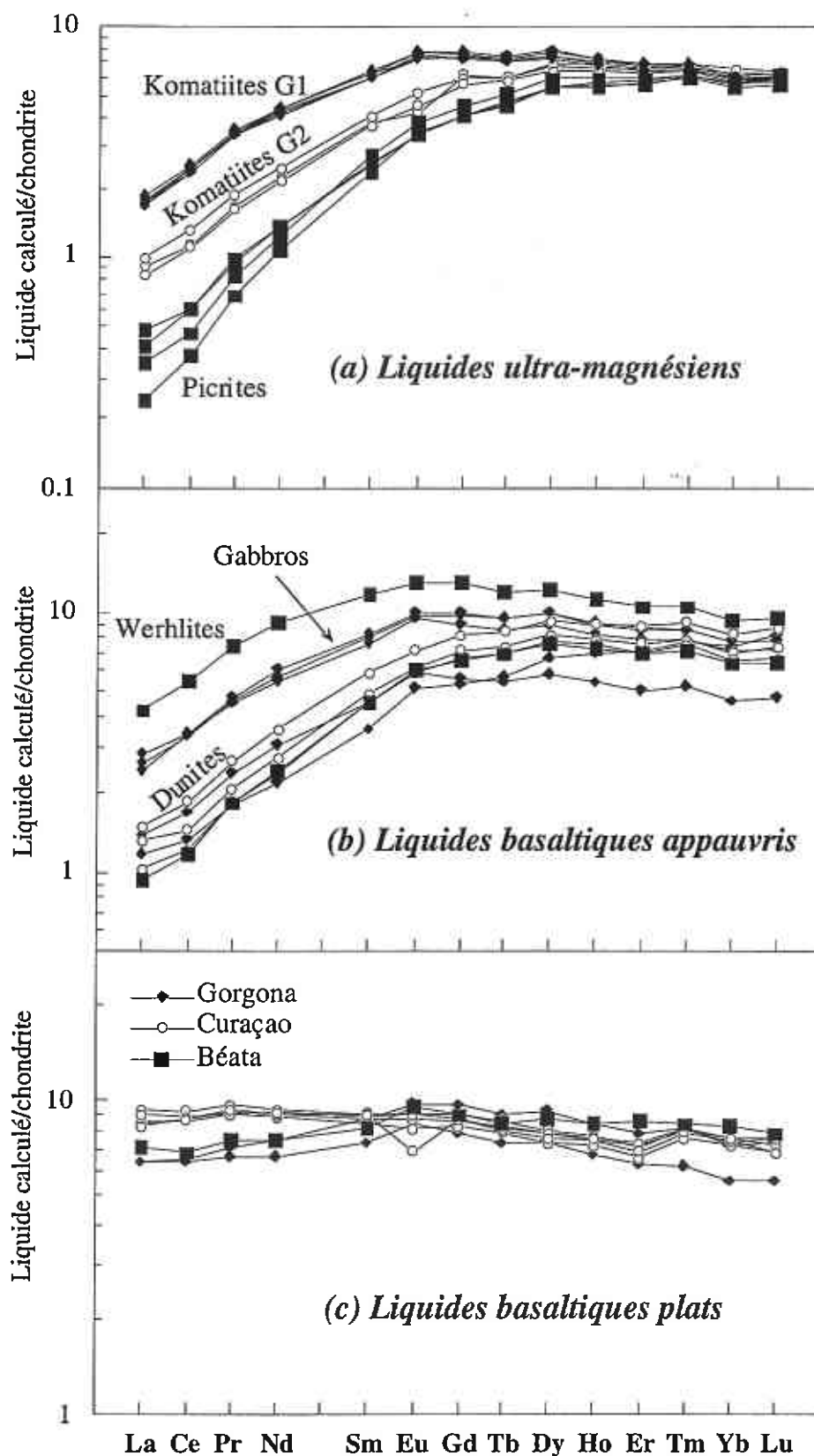


Figure 6.2 a) Spectres de terres rares normalisées aux chondrites (Sun & McDonough, 1989) des liquides parents calculés pour les deux groupes de komatiites et les picrites de Gorgona. b) Spectres de terres rares normalisées aux chondrites (Sun & McDonough, 1989) des liquides parents calculés pour les gabbros, les dunites et les wehrlites de Gorgona. c) Spectres de terres rares normalisées aux chondrites (Sun & McDonough, 1989) des liquides parents calculés pour les picrites de Curaçao, les gabbros et les dolérites de la ride de Béata et deux gabbros de Gorgona (GOR 534 et GOR 535).

En résumé, les liquides parents des trois sites étudiés ont des compositions variables. Deux critères permettent de distinguer des liquides différents. La teneur en MgO, d'une part, révèle la présence de deux types de liquides : les liquides ultra-magnésiens et les liquides basaltiques. Les spectres de terres rares, d'autre part, permettent d'affiner ces distinctions et de définir trois types de liquides : (a) les liquides ultra-magnésiens appauvris ; (b) les liquides basaltiques appauvris et (c) les liquides basaltiques montrant des spectres de terres rares plats. Il faut noter, par ailleurs, que certains de ces liquides sont aussi, bien que dans une moindre mesure, appauvris en terres rares lourdes.

La présence et les caractéristiques de ces liquides au sein du plateau Caraïbe ont des implications différentes en terme de pétrogenèse. Celles-ci seront discutées en détail dans les chapitres suivant. Cependant, on peut d'ores et déjà retenir que :

(a) la présence de liquides ultra-magnésiens apporte des informations sur la température de la source. La température potentielle, généralement acceptée pour le manteau supérieur, est autour de 1280 °C (McKenzie & Bickle, 1988). La fusion du manteau supérieur donne naissance aux MORB, qui dérivent de liquides basaltiques (MgO~10 %). Dans le cas présent, les teneurs en MgO des liquides ultra-magnésiens sont plus élevées, supérieures ou égales à 20 %. Ceci indique que la température de la source était plus élevée. Cette température a été estimée (en terme de température potentielle) en utilisant l'approche de McKenzie & Bickle (1988) à 1480°C. Cette température est par ailleurs, compatible avec l'hypothèse d'une formation du plateau Caraïbe par la fusion d'un panache mantellique.

(b) la présence de liquides basaltiques, plus ou moins directement associés aux liquides magnésiens, peut être la conséquence de deux phénomènes distincts : d'une part, ces liquides peuvent s'être formés par des taux de fusion partielle plus faibles d'une source mantellique moins chaude. D'autre part, ils peuvent résulter de la différenciation de liquides ultra-magnésiens. Notons que dans ce cas, il ne s'agirait plus de liquides primaires.

(c) l'ensemble des spectres de terres rares des liquides ultramagnésiens est très appauvri en terres rares légères, ce qui indique que la source mantellique est elle aussi appauvrie en éléments incompatibles et que le taux de fusion était probablement élevé. De plus, certains liquides montrent un appauvrissement en terres rares lourdes, suggérant la présence de grenat dans le résidu de fusion, donc une fusion profonde.

Les spectres de terres rares des liquides basaltiques sont de deux types. Les uns sont appauvris en terres rares légères, ce qui peut suggérer une source également appauvrie ; Les autres sont plats.

D'un point de vue plus général, les liquides ayant alimenté le plateau Caraïbes sont hétérogènes, présentant des teneurs en MgO et des caractéristiques chimiques variées. Ceci suggère d'ores et déjà que leur(s) source(s) mantellique(s), c'est-à-dire la tête du panache, était aussi hétérogène.

6.2. Compositions isotopiques de Nd des liquides

Les compositions isotopiques de Nd ont été mesurées sur les échantillons des trois sites d'étude. Les résultats sont reportés, selon les types de liquides, sous forme d'histogramme de fréquence des compositions isotopiques initiales, avec quelques données de la littérature sur ces sites (Fig. 6.3.a, b, c).

Les compositions isotopiques initiales sur les trois sites sont appauvries ($\epsilon_{Nd} > 0$) indiquant que les sources mantelliques ont subi un appauvrissement à long terme des éléments incompatibles. Les compositions isotopiques de Nd des liquides ultra-magnésiens (Fig. 6.3.a) sont en moyenne très appauvries avec un maximum à $\sim \epsilon_{Nd} + 10$. Il faut noter toutefois qu'un échantillon se distingue par sa composition isotopique plus enrichie ($\epsilon_{Nd} + 6$). Les liquides basaltiques appauvris montrent sensiblement la même répartition des compositions isotopiques de Nd que les liquides ultra-magnésiens (Fig. 6.3.b). La majorité des échantillons a une composition isotopique très appauvrie (ϵ_{Nd} entre +8 et +11) et quelques-uns ont des compositions isotopiques plus enrichies (ϵ_{Nd} entre +5 et +7). Les liquides basaltiques dont les spectres de terres rares sont plats ont une répartition différente (Fig. 6.3.c). La majorité des échantillons montre des compositions isotopiques plutôt enrichies avec un maximum entre $\epsilon_{Nd} + 6$ et +7. Néanmoins, certains échantillons ont des compositions isotopiques très appauvries entre $\epsilon_{Nd} + 8$ et +10, comme les liquides appauvris (ultra-magnésiens et basaltiques appauvris).

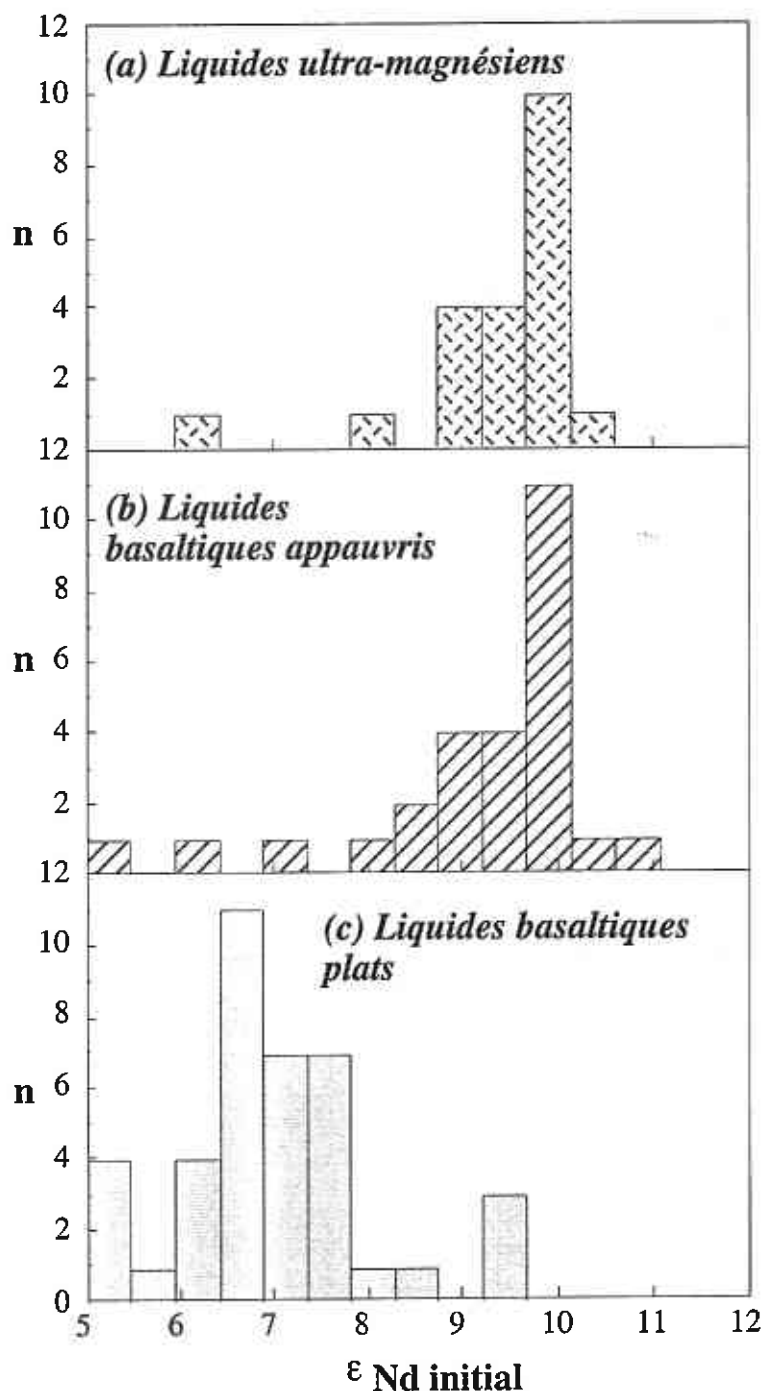


Figure 6.3 Histogrammes de fréquence des compositions isotopiques initiales de Nd a) des liquides ultra-magnésiens ; b) des liquides basaltiques appauvris et c) des liquides basaltiques montrant des spectres de terres rares plats. Données de la littérature de Arndt et al. (1997) ; Kerr et al. (1996a) et Kerr et al. (1996b).

En résumé, les compositions isotopiques de Nd indiquent que la source mantellique, c'est à dire la tête du panache, était constituée par au moins deux pôles de compositions isotopiques différentes. L'un des pôles est très appauvri ($\epsilon_{Nd} \sim +10$), l'autre est moins appauvri ($\epsilon_{Nd} \sim +6$ à $+7$).

6.3. Relations entre compositions isotopiques de Nd et rapports élémentaires

Nous avons présenté, dans les deux sections précédentes, les différentes compositions de liquide parent identifiées sur nos sites d'études, ainsi que leurs compositions isotopiques de Nd. Pour intégrer ces deux types d'information, nous avons reporté les compositions isotopiques de Nd (ϵ_{Nd}) en fonction des rapports Sm/Nd des différents types de liquides dans la figure 6.4.

ϵ_{Nd} initial

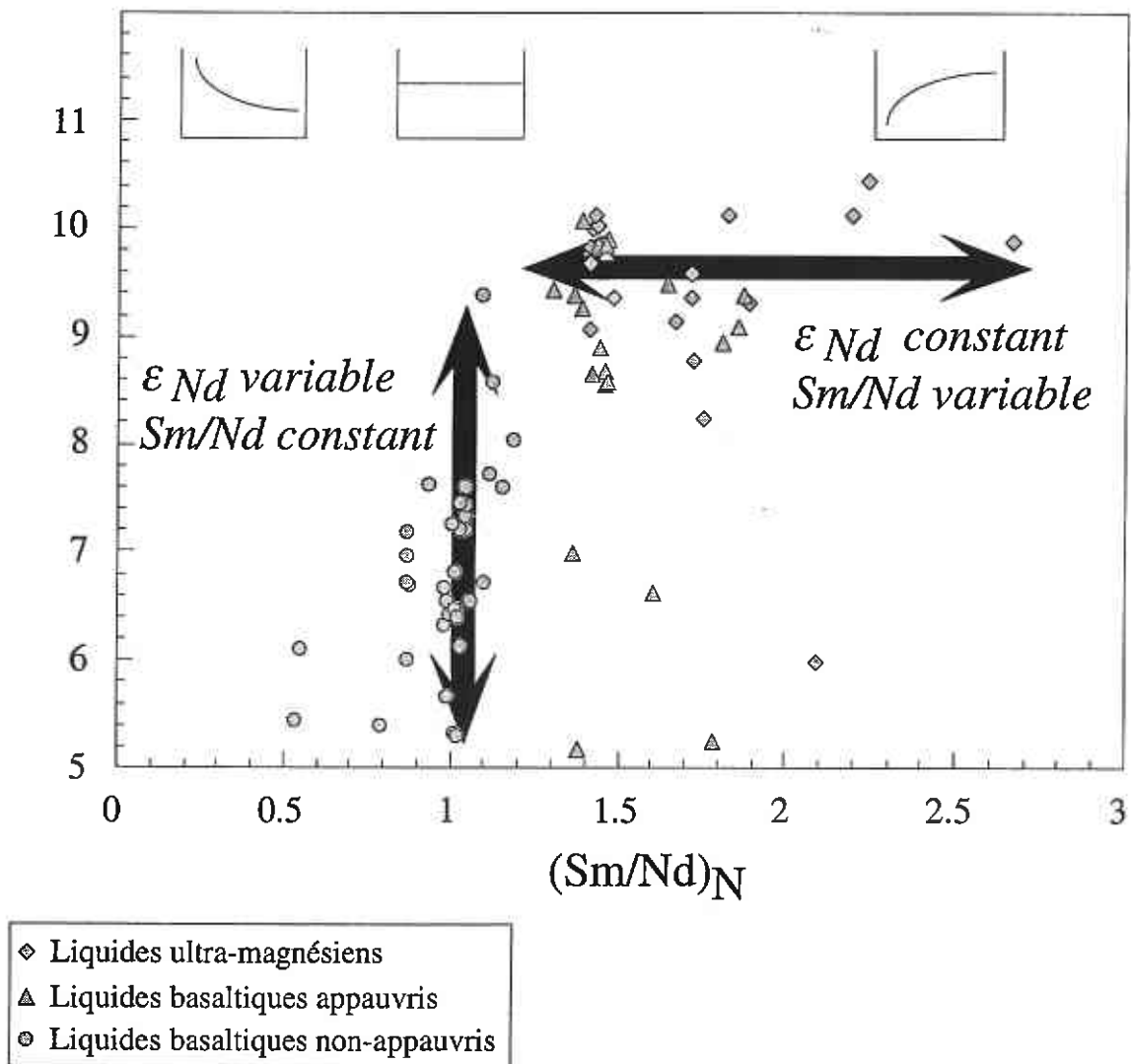


Figure 6.4 ϵ_{Nd} en fonction des rapports $(Sm/Nd)_N$ (normalisées aux chondrites, Sun & McDonough (1989)) des échantillons de Gorgona, Curaçao et Béata. Les échantillons sont regroupés non pas par site, mais par type de liquide.

Deux comportements majeurs peuvent être identifiés d'après cette figure.

Les liquides ultra-magnésiens et basaltiques appauvris se caractérisent par :

- (a) de grandes variations des rapports d'éléments traces ($(\text{Sm/Nd})_N$ entre 1.3 et 2.7), augmentant depuis les basaltes jusqu'aux picrites ;
- (b) des compositions isotopiques très appauvries pour la majorité des échantillons ($\epsilon_{Nd} \sim +10$).

Ces liquides montrent donc une grande gamme d'appauvrissement des éléments incompatibles associée à des compositions isotopiques constantes (Fig. 6.4).

Les liquides basaltiques montrant des spectres de terres rares plats se caractérisent par :

- (a) une constance des rapports d'éléments traces ($(\text{Sm/Nd})_N \approx 1$) ;
- (b) une distribution des compositions isotopiques entre un pôle très appauvri ($\epsilon_{Nd} \sim +10$) et un pôle plus enrichi ($\epsilon_{Nd} \sim +6$). Il faut noter toutefois, que la majorité de ces échantillons montre des compositions isotopiques plutôt enrichies.

Ces liquides montrent donc des rapports d'éléments traces constants associés à des compositions isotopiques variables (Fig. 6.4).

6.4. Compositions isotopiques de Sr

Les compositions isotopiques de Sr n'ont pas été mesurées sur l'ensemble des sites. Nous avons cependant analysé les roches totales de Gorgona ainsi que les clinopyroxènes séparés à partir de 8 échantillons (cf. deuxième partie du Chapitre 5). L'ensemble de ces résultats est reporté dans la figure 6.5.

ϵ_{Nd} initial

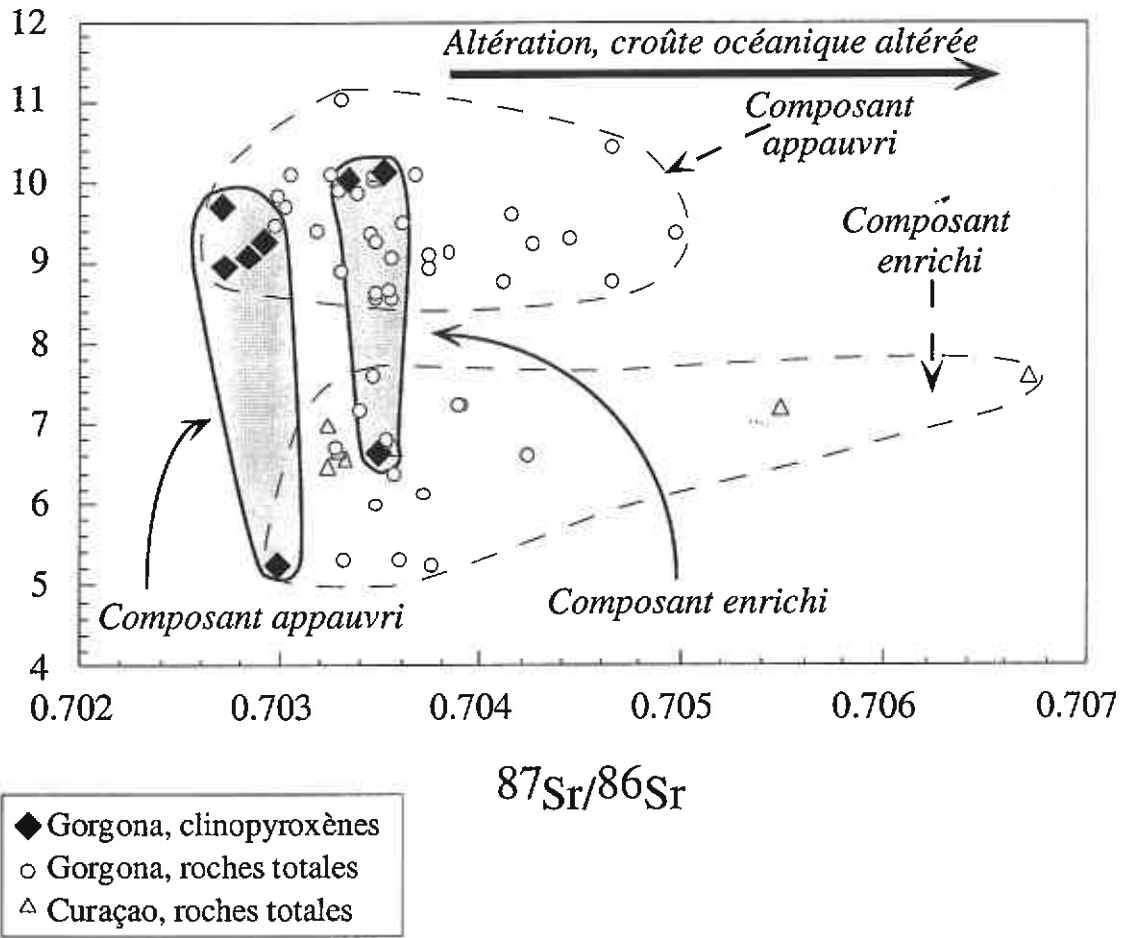


Figure 6.5 ϵ_{Nd} initiaux en fonction des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ des roches totales (symboles ouverts) et des clinopyroxènes (symboles pleins) de Gorgona. Sont aussi reportés les analyses des roches totales de Curaçao (Kerr et al., 1996b).

D'après cette figure, il apparaît que :

(a) les compositions isotopiques de Sr des roches totales sont systématiquement plus élevées que celles mesurées sur les clinopyroxènes. Ceci suggère que la composition isotopique des roches totales ne reflète pas celle de la source originale. Elles sont probablement modifiées par des processus d'altération tardifs (cf. deuxième partie du Chapitre 5).

(b) deux groupes sont distingués parmi les compositions isotopiques de Sr des clinopyroxènes. L'un est appauvri, l'autre est plus enrichi (Fig. 6.5).

Ces deux groupes, définis par les compositions isotopiques de Sr, peuvent avoir deux origines distinctes :

(a) ils peuvent être liés à la source ; auquel cas, la source mantellique des magmas de Gorgona serait constituée de quatre composants (Fig. 6.5).

(b) ils peuvent être liés à une assimilation, de croûte océanique altérée par les magmas montrant les compositions isotopiques les plus élevées.

Ces deux hypothèses sont discutées dans la deuxième partie du chapitre 5. Néanmoins, il faut retenir que la composition isotopique de Sr des roches totales n'est, a priori, pas représentative de celle de la source mantellique.

L'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre suggère donc que la tête du panache qui a alimenté le plateau Caraïbe était hétérogène à des degrés divers. L'étude des liquides parents a montré qu'elle était probablement hétérogène thermiquement et chimiquement. L'étude isotopique nous a montré qu'elle était hétérogène isotopiquement. Les relations entre les compositions isotopiques de Nd et les caractéristiques en éléments traces des liquides dévoilent deux comportements différents. Dans les chapitres de discussion qui suivent, nous allons tenter de comprendre et de caractériser l'origine de ces hétérogénéités, ainsi que l'influence des grands processus magmatiques tels que la fusion partielle ou la différenciation, sur ces hétérogénéités.

7. *Caractéristiques de la Source*

Les compositions isotopiques (de Nd principalement) de nos échantillons indiquent que la tête du panache ayant alimenté le plateau Caraïbe est isotopiquement hétérogène (cf. Chapitre 6). La source mantellique est constituée d'au moins deux composants isotopiquement différents. Ces composants montrent des ϵ_{Nd} positifs, symptomatiques d'un appauvrissement de la source, à long terme, en éléments incompatibles. Cependant, l'un de ces composants présente des compositions moins appauvries que l'autre (respectivement proches de $\epsilon_{Nd} +6$ et $\epsilon_{Nd} +10$). Dans la suite de ce chapitre, ces deux sources seront identifiées respectivement sous les termes de "enrichie" et "appauvrie".

Ce chapitre s'articule en quatre points principaux. Dans un premier temps, les résultats que nous avons obtenus sur Curaçao, Béata et Gorgona sont intégrés à l'ensemble des données publiées sur les diverses formations appartenant au plateau Caraïbe (section 7.1). Ensuite, cette province est comparée aux autres plateaux océaniques connus (section 7.2). En troisième lieu, le plateau Caraïbe est comparé avec les compositions isotopiques des îles océaniques (OIB) (section 7.3). Dans le dernier point, les caractéristiques, la nature et l'origine des différents composants de la source sont discutées (section 7.4). Un accent particulier est mis sur la discussion de l'origine et des raisons de la présence d'un composant appauvri dans le panache du plateau Caraïbe (sections 7.4.3 et 7.4.4).

7.1. **Compositions isotopiques du plateau Caraïbe**

Dans cette section, les compositions isotopiques mesurées sur Curaçao, la Ride de Béata et Gorgona sont comparées aux données de la littérature disponibles sur l'ensemble de la province Caraïbe. Sur les figures 7.1 et 7.2, les ϵ_{Nd} initiaux sont reportés respectivement en fonction du rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ (Fig. 7.1) et en fonction des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 7.2) pour l'ensemble du plateau Caraïbe. Notons ici que les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont des rapports mesurés et non initiaux recalculés (cf. Chapitre 2).

Les données reportées sur le plateau Caraïbe comprennent les différentes portions accrétées du plateau. Celles ci figurent sur la carte des Caraïbes du Chapitre 1 (cf. Chapitre 1, Fig. 1.5, p. 15). Dans les Caraïbes centrales, figurent les formations de Dumisseau (Haiti, Sen et al. (1988)) et le complexe de Duarte (Hispaniola, Lapierre et al. (1997) ; Lapierre et al. (1999b)), ainsi que les données acquises préalablement par Klaver (1987) et Kerr et al. (1996b) sur Curaçao. Pour la partie Pacifique, les diagrammes comprennent les formations de Colombie depuis les Serrania de Baudo sur la côte, jusqu'à la cordillère occidentale à l'Est (Kerr et al., 1997) ainsi que les formations de la péninsule de Nicoya au Costa Rica (Hauff et al., 1997; Sinton et al., 1997). Certaines données de Gorgona proviennent de la littérature, en particulier celles acquises sur les basaltes (Kerr et al., 1996a ; Arndt et al., 1997).

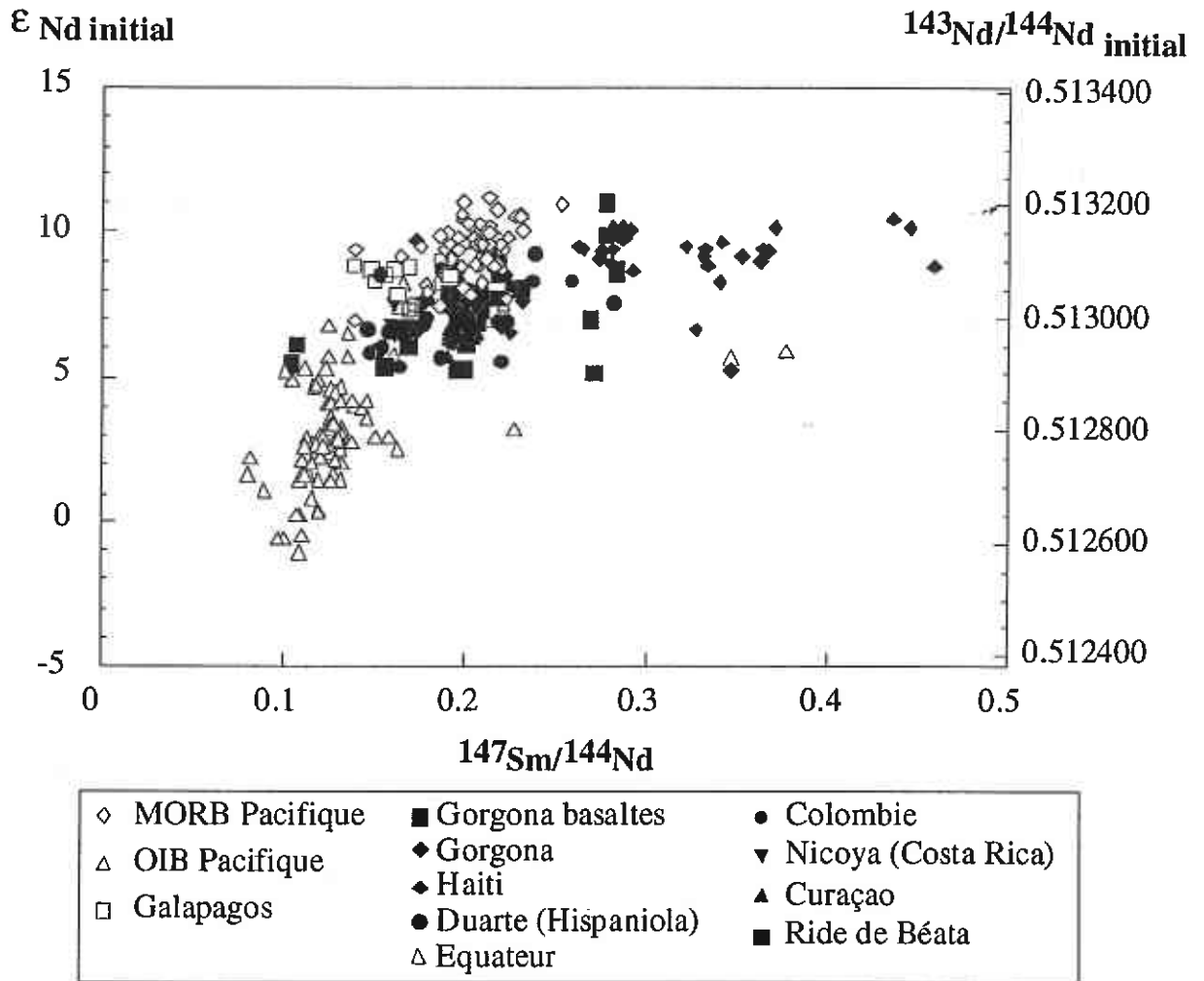


Figure 7.1 ϵ_{Nd} initiaux en fonction du rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ pour l'ensemble des échantillons du plateau Caraïbe. Pour comparaison figurent aussi des données sur le point chaud des Galápagos (White et al., 1993) les MORB et les OIB Pacifiques. Source des données : MORB (Cohen & O'Nions, 1982; White et al., 1987) ; OIB : (Duncan et al., 1986; Dupuy et al., 1986; Palacz & Saunders, 1986; Devey et al., 1990).

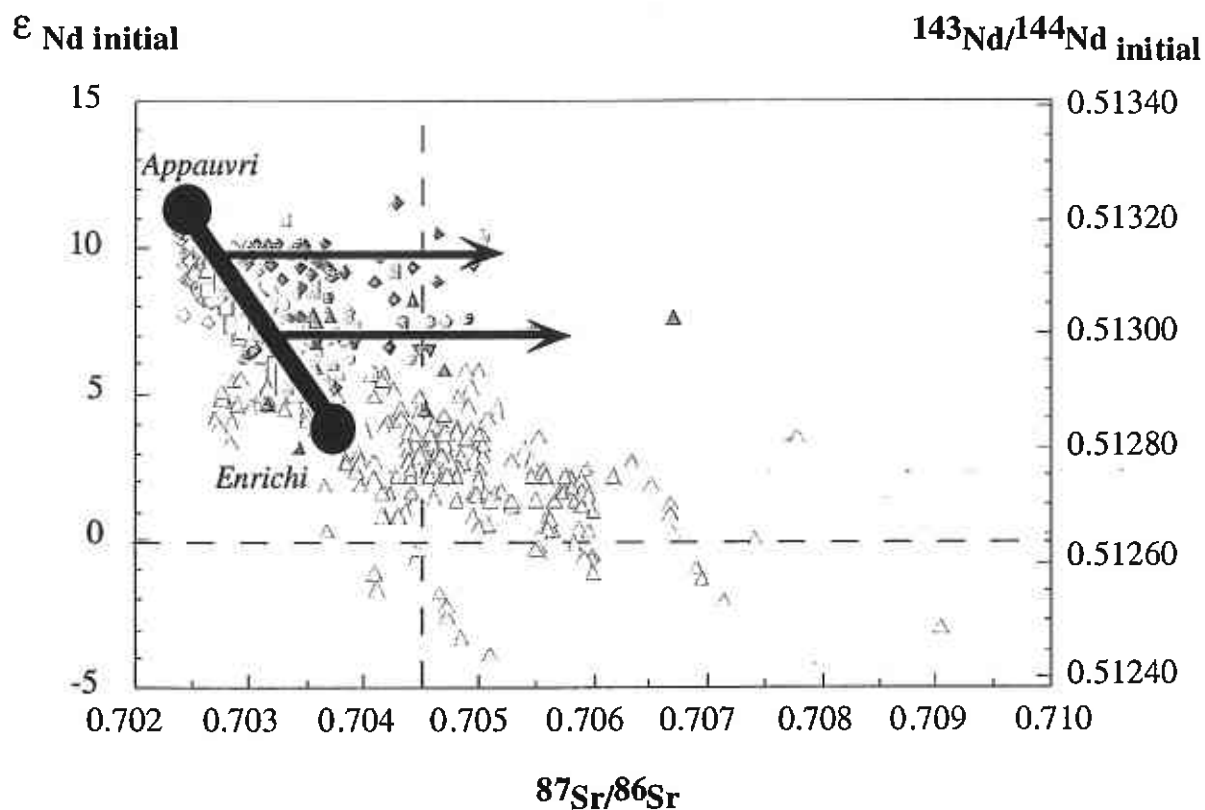
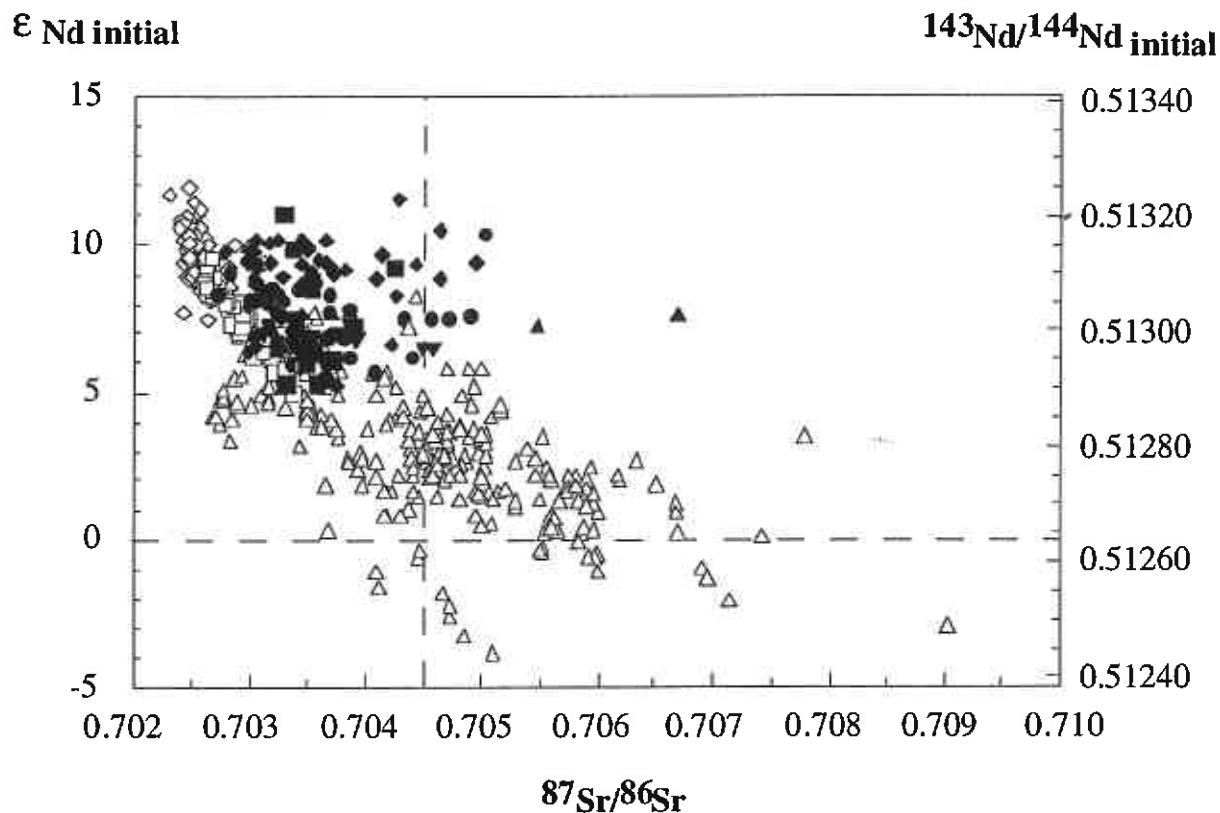


Figure 7.2 et 7.2 bis ϵ_{Nd} initiaux en fonction du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ mesuré pour l'ensemble des échantillons du plateau Caraïbe. Les symboles et la source des données de la littérature sont identiques à la figure 7.1. Les grandes tendances observées dans les échantillons des Caraïbes sont représentées dans la figure 7.2 bis.

Les compositions isotopiques de Nd sur l'ensemble du plateau Caraïbe sont toutes élevées avec des ϵ_{Nd} positifs (entre +5 et +11, Fig. 7.1 et 7.2). Ceci implique que la source mantellique a subi un appauvrissement à long terme en éléments les plus incompatibles. Le rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ est variable sur l'ensemble de la province (entre 0.1 et 0.5 environ, Fig. 7.1). Cette grande variation suggère que les sources mantelliques aient été très hétérogènes, où que les processus de fusion partielle aient entraîné un fractionnement du rapport Sm/Nd. Par ailleurs, nous pouvons remarquer que les compositions extrêmes sont identifiées, pour les deux paramètres, sur la ride de Béata (valeurs les plus basses) et sur Gorgona (valeurs les plus élevées).

En outre, exception faite de Gorgona, les compositions appauvries sont identifiées principalement à Hispaniola, sur la Ride de Béata et en Colombie. Dans le cas de la Ride de Béata et de la Colombie, il faut noter que ces échantillons ont un âge différent des autres. En effet, la formation de ces deux provinces correspond à un épisode de magmatisme plus jeune au sein du plateau (environ 76 Ma contre 88-90 Ma pour la première phase). Comme discuté dans le chapitre 4, ces échantillons pourraient être les témoins d'une histoire différente et résulter de la fusion d'un deuxième panache ou d'une fusion induite par une extension lithosphérique (cf. Chapitre 4).

La majorité des compositions isotopiques de Sr sont basses, inférieures à la valeur reportée pour la terre silicatée (BSE, Bulk Silicated Earth, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7045$, DePaolo (1988)). Néanmoins, ces compositions sont très variables sur l'ensemble du plateau (Fig. 7.2). Elles sont aussi supérieures aux valeurs que l'on pourrait attendre étant données les compositions isotopiques de Nd (Fig 7.2 bis). Ce problème des compositions isotopiques de Sr élevées sur le plateau Caraïbe a été abordé dans la deuxième partie du chapitre 5. Retenons juste que trois hypothèses ont été émises pour interpréter ces compositions anormalement élevées : (a) une altération tardive par l'eau de mer ; (b) une assimilation de croûte océanique altérée pendant la remontée vers la surface et (c) une propriété intrinsèque du panache des Caraïbes. L'étude isotopique (Sr et O) que nous avons menée sur des minéraux séparés, indique que ces compositions isotopiques élevées sont dues, soit à la composition de la source, soit à une assimilation de croûte océanique hydratée pendant la remontée des magmas (cf. deuxième partie du Chapitre 5, et Chapitre 6, Fig. 6.5, p. 181). Les compositions isotopiques élevées des roches totales seraient, elles, liées à une altération tardive, vraisemblablement par l'eau de mer.

D'un point de vue global, il existe une corrélation entre les compositions isotopiques de Sr et de Nd, sur laquelle se surimpose une tendance vers des compositions isotopiques de Sr élevées (Fig. 7.2 bis). Les compositions isotopiques de Nd, sur l'ensemble du plateau, se répartissent néanmoins entre les deux pôles identifiés au chapitre précédent : le pôle " enrichi " et le pôle " appauvri " (Fig. 7.1). Les compositions intermédiaires peuvent être interprétées, simplement

comme des compositions de sources intermédiaires entre ces deux pôles ou, comme le résultat d'un mélange entre ces deux composants extrêmes.

7.2. Comparaison avec les autres plateaux

Sur la figure 7.3 les compositions isotopiques des autres grands plateaux océaniques connus sont reportées. Cette figure permet, avec les figures 7.1 et 7.2, une comparaison directe entre le plateau Caraïbe et les autres plateaux.

D'un point de vue global, les compositions isotopiques des différentes provinces sont proches, les plateaux montrent tous des compositions isotopiques de Nd appauvries, avec des ϵ_{Nd} positifs et des compositions isotopiques de Sr inférieures à la BSE ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7045$). Cela montre aussi que leur source a subi un appauvrissement à long terme en éléments incompatibles. Exception faite, toutefois, d'une partie des échantillons des Kerguelen et du plateau de Naturaliste. Mais, ces plateaux sont maintenant interprétés comme étant en partie continentaux (Frey et al., 2000).

Il est généralement accepté que l'ensemble de ces provinces résulte de la fusion partielle d'une tête de panache mantellique. La similitude des compositions isotopiques des plateaux océaniques suggère, soit (a) que la composition de la source des têtes de panache est relativement uniforme, soit (b) que les processus opérant pendant la remontée du panache ou, pendant les épisodes de fusion partielle, ont homogénéisé ces compositions. Cette ressemblance montre aussi que des panaches, localisés en des endroits distincts et d'âges différents, sont susceptibles de produire des magmas montrant des compositions isotopiques identiques.

Cependant, certaines différences peuvent être notées. Afin de les mettre en évidence, nous avons comparé le plateau Caraïbe, celui de Ontong-Java et l'Islande. Les compositions isotopiques de Nd des plateaux se situent, en moyenne, entre des valeurs d' ϵ_{Nd} de +5 et +8 (Fig. 7.3). Cependant, certains échantillons du plateau Caraïbe, dont la majorité provient de Gorgona, montrent des valeurs d' ϵ_{Nd} plus élevées, correspondant donc à une source plus appauvrie (entre +9 et +11 ; Fig. 7.1 et 7.2). Ces compositions isotopiques très appauvries ne sont retrouvées dans aucun autre plateau océanique. La seule province montrant des compositions presque aussi appauvries est l'Islande (Fig. 7.3). De même, aucune province ne montre de rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ traduisant un fort degré d'appauvrissement en éléments incompatibles comme à Gorgona (Fig. 7.1).

Le plateau Caraïbe est donc caractérisé, comme la province de l'Atlantique Nord, par la présence d'un composant isotopiquement très appauvri.

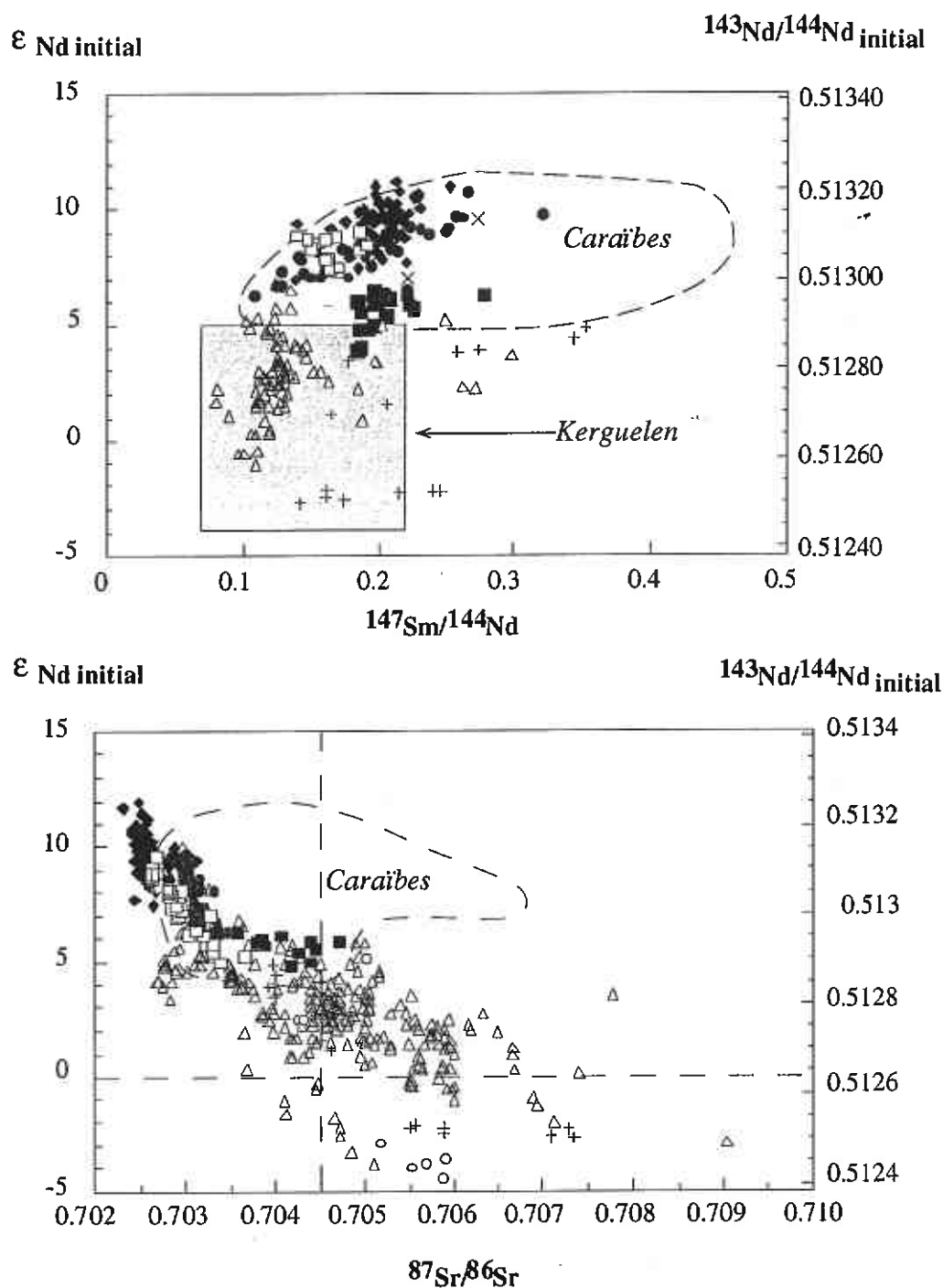


Figure 7.3 a) ϵ_{Nd} initiaux en fonction du rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ des provinces de Ontong Java, des Kerguelen, d'Islande, de Manihiki, du bassin de Nauru, de Naturaliste et de Magellan. Sont aussi reportés les ϵ_{Nd} initiaux des Galápagos, des MORB, des OIB Pacifique et du champ des Caraïbes. b) ϵ_{Nd} initiaux en fonction des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ mesurés pour les mêmes provinces. N.B. : L'ensemble des données disponibles sur les plateaux océaniques n'a pas été compilé, seules les gammes de composition principales des différentes provinces ont été reportées. Source des données : Mahoney (1987) ; Salters et al. (1992) ; Mahoney et al. (1993) ; Mahoney et al. (1995) ; Neal et al. (1997).

7.3. Comparaison avec les OIB du Pacifique

Sur les figures 7.1, 7.2 et 7.3, les compositions isotopiques en Nd et Sr des OIB du Pacifique sont aussi reportées. Les ϵ_{Nd} des OIB sont globalement plus bas que ceux des plateaux océaniques (ϵ_{Nd} entre -4 et +5 pour les OIB et ϵ_{Nd} entre +5 et +10 pour le plateau Caraïbe par exemple). Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ du plateau Caraïbe sont peu différents de ceux des OIB. Ceci est lié à la perturbation des compositions isotopiques de Sr des roches totales du plateau Caraïbe par les processus d'altération (les rapports sont élevés par rapport aux compositions isotopiques de Nd). Il apparaît, néanmoins, sur les figures 7.1, 7.2 et 7.3 que les OIB et les plateaux océaniques définissent des champs distincts. Il semble donc que les sources mantelliques échantillonnées par les îles océaniques sont, en règle générale, plus enrichies que celles échantillonnées par les plateaux océaniques.

Il est maintenant généralement accepté que les grandes provinces magmatiques représentent les premiers témoins de l'activité d'un panache (Campbell & Griffiths, 1990; Griffiths & Campbell, 1990), cette activité se poursuivant par la création d'une chaîne d'îles océaniques. Cette répartition correspond à la fusion successive de la tête et de la queue du panache (Richards et al., 1989a). Ceci implique donc que les composants mantelliques échantillonnés par la tête du panache et par son conduit d'alimentation ne sont pas les mêmes.

En résumé, nous pouvons retenir que :

(a) Les compositions isotopiques sur l'ensemble du plateau Caraïbe indiquent que le panache source est isotopiquement hétérogène. La source est constituée de deux pôles. L'un est plutôt enrichi, avec des ϵ_{Nd} autour de +6 et l'autre est très appauvri avec des ϵ_{Nd} autour de +10 (Fig. 7.1). Les compositions isotopiques de Sr sont variables et très vraisemblablement largement influencées par des processus de contamination par la croûte océanique (Fig. 7.2 et deuxième partie du Chapitre 5).

(b) La comparaison avec les autres plateaux océaniques montre que ces provinces ont globalement des compositions isotopiques plus ou moins cohérentes entre elles. Le composant le plus enrichi du plateau Caraïbe peut, par exemple, être rapproché de la source du plateau de Ontong-Java. Cependant, le plateau Caraïbe, comme l'Islande, montre un composant isotopiquement très appauvri qui n'est pas identifié au sein des autres plateaux.

(c) La comparaison avec les OIB indique que les sources mantelliques échantillonnées par la tête et par la queue du panache sont différentes. Les compositions isotopiques des îles océaniques sont en moyenne, et dans la mesure où les échantillons reportés sont représentatifs, plus enrichies que celles des plateaux (Fig. 7.1 et 7.2).

7.4. Nature des différents composants

Cette section s'attache à discuter les différentes hypothèses concernant la nature et l'origine des deux composants de la source du plateau Caraïbe.

7.4.1. Nature du composant « enrichi »

Le composant “ enrichi ” du plateau Caraïbe se caractérise par des ϵ_{Nd} autour de +6. La comparaison avec les autres plateaux océaniques suggère qu'il s'agisse d'un composant commun à tous les panaches.

Pour tenter de replacer ce composant dans la typologie du manteau telle qu'elle a été définie par Zindler & Hart (1986), nous disposons principalement des données de composition isotopique du Nd. En effet, les compositions isotopiques de Sr sont perturbées par des phénomènes d'altération et de contamination (cf. deuxième partie du Chapitre 5). Elles ne sont donc pas représentatives des compositions des sources. Pour caractériser plus précisément cette source, nous avons utilisé, parallèlement aux compositions isotopiques de Nd, des rapports élémentaires d'éléments traces.

Afin de s'affranchir des effets de processus de fusion partielle et/ou de différenciation, nous avons choisi une paire d'éléments (le Nb et le La), dont le degré d'incompatibilité est très proche. Ces deux éléments ayant le même comportement géochimique, leur rapport ne sera pas modifié par des taux de fusion partielle différents. Le rapport Nb/La pouvant être considéré alors comme une caractéristique de la source (Fig. 7.4).

Il apparaît sur la figure 7.4 que la gamme de variation en Nb/La est grande entre Nb/La \approx 1.7 et Nb/La \approx 0.6. Les échantillons montrant les compositions isotopiques de Nd les plus appauvries ont les rapports Nb/La les plus faibles. La majorité des échantillons montrant des compositions isotopiques plus enrichies ont les rapports Nb/La élevés. Cependant, il faut noter que certains échantillons de Gorgona montrent des rapports Nb/La faibles, associés à une composition isotopique enrichie.

D'après la figure 7.4, les échantillons du plateau Caraïbe dont les compositions isotopiques sont enrichies et les rapports Nb/La élevés, tendent vers une composition de pôle HIMU. Ceci suggère donc qu'un composant de type HIMU soit présent au sein de la tête du panache Caraïbe. L'occurrence d'un tel composant a, par ailleurs, déjà été suggérée par les études isotopiques de Pb menées, par exemple, sur le complexe de Duarte (Hispaniola, Lapierre et al. (1999a) ; Lapierre et al. (1999b)). Il faut noter cependant que les compositions isotopiques de Pb mesurées au Costa Rica (Hauff et al., 1997) et à Gorgona (Dupré & Echeverria, 1984) ne montrent pas une affinité HIMU claire. En effet, les rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$ ne sont pas aussi élevés que ce que l'on pourrait attendre dans le cas d'une source de type HIMU. De même, ces

échantillons ont un rapport Nb/La légèrement inférieur aux valeurs du HIMU proposées par (Weaver, 1991a,b). En fait, la majorité des échantillons présente des caractéristiques intermédiaires entre un pôle HIMU et un pôle plus appauvri. Toutefois, bien que cette affinité ne soit pas très clairement exprimée, nous suggérons qu'un composant de type HIMU soit présent au sein de la tête du panache Caraïbe.

ϵ_{Nd} initial

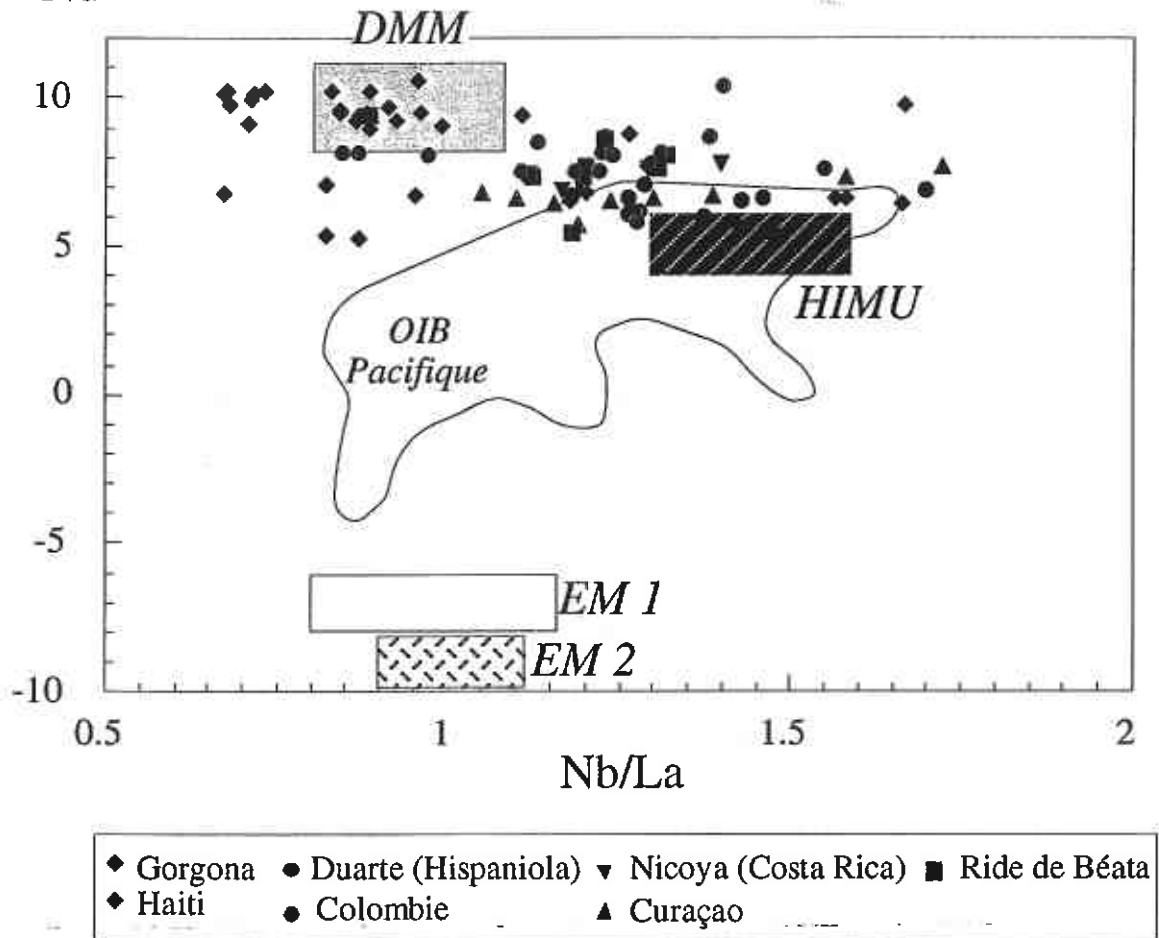


Figure 7.4 ϵ_{Nd} initiaux en fonction du rapport Nb/La des échantillons du plateau Caraïbe. Les différents pôles mantelliques théoriques définis par Zindler & Hart (1986) sont aussi reportés. Les rapports Nb/La de ces composants ont été calculés d'après les valeurs de Weaver (1991a). NB : les valeurs reportées pour les Caraïbes sont des compositions isotopiques initiales recalculées (à 90 Ma maximum), mais les valeurs des pôles mantelliques n'ont pas été recalculées. La variation en ϵ_{Nd} en 100 Ma nous ayant paru négligeable (1 unité d'e maximum) par rapport à la définition des différents pôles.

Des informations supplémentaires sur l'origine du composant enrichi sont apportées par les compositions isotopiques de Sr. Sur la figure 7.5, les compositions isotopiques de Nd des roches totales sont reportées en fonction des compositions isotopiques de Sr des roches totales et des clinopyroxènes séparés, de Gorgona.

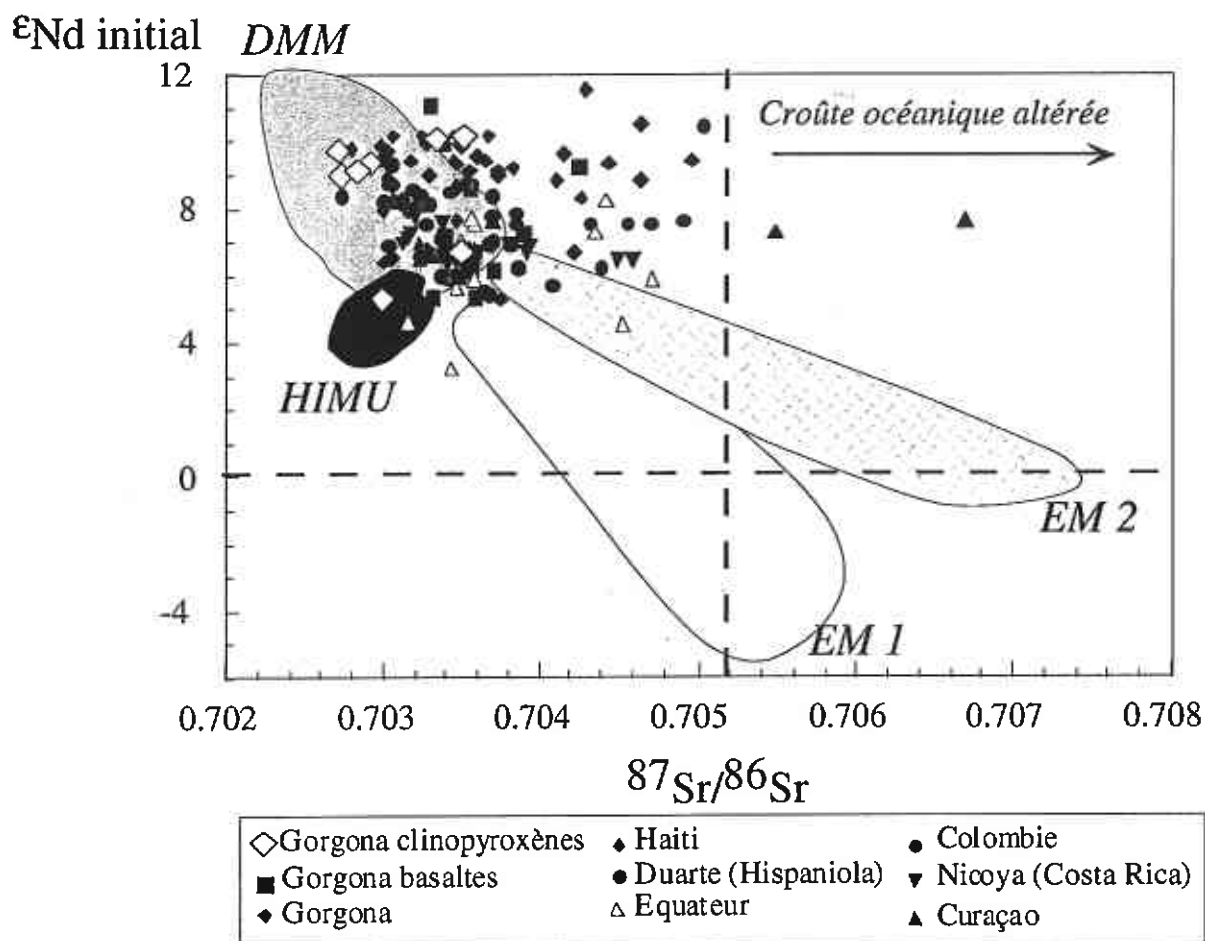


Figure 7.5 ϵ_{Nd} initial en fonction des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ des roches totales du plateau Caraïbe et des clinopyroxènes de Gorgona.

Les compositions isotopiques de Sr des clinopyroxènes de deux échantillons, provenant du composant enrichi (ϵ_{Nd} plus faible), ont été déterminées. Ces deux échantillons montrent des compositions isotopiques de Sr différentes. Celui montrant les compositions isotopiques les plus élevées a probablement été contaminé par de la croûte océanique (cf. deuxième partie du Chapitre 5). En revanche, le second échantillon montre un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus faible. Ce rapport est sans doute représentatif de celui de la source mantellique. Bien que seul un échantillon ait été analysé, il correspond à la composition d'un pôle HIMU. Cet argument n'est,

toutefois, basé que sur une mesure et l'analyse d'échantillons supplémentaire serait nécessaire afin d'étayer ce raisonnement.

Il apparaît aussi sur la figure 7.4 que certains échantillons de Gorgona présentent des rapports Nb/La très faibles, tout en montrant des ϵ_{Nd} autour de +5 à +6. Il faut noter par ailleurs que l'échantillon dont la composition isotopique de Sr des clinopyroxènes a été mesurée, présente aussi un rapport Nb/La faible (Nb/La=0.8).

Trois interprétations de ces rapports peuvent être proposées :

- (a) ces valeurs ne sont pas fiables, les erreurs analytiques étant dues aux concentrations faibles de ces échantillons ;
- (b) ces magmas dérivent d'un autre type de source ;
- (c) ces magmas ont acquis ces faibles rapports via les processus de fusion partielle ou de différenciation.

En premier lieu, je m'affranchirais immédiatement des problèmes d'erreurs analytiques. En effet, les procédures analytiques utilisées ainsi que les données obtenues sur divers standards rendent compte de la fiabilité des analyses (cf. Chapitre 5). Par ailleurs, un tel appauvrissement est aussi compatible avec l'appauvrissement en terres rares observé dans ces échantillons.

Si ces magmas dérivent d'une autre source, ceci implique l'intervention d'un troisième composant mantellique, en plus des composants enrichi et appauvri préalablement cités. Celui-ci aurait des compositions isotopiques de Nd semblables au composant enrichi ($\epsilon_{Nd} \sim +5$ -+6), mais serait plus appauvri en éléments incompatibles que le manteau supérieur (Nb/La~0.7).

La dernière hypothèse, serait d'invoquer une modification du rapport Nb/La de la source de ces liquides, par rapport à celui de la source originale, via un processus spécifique de fusion partielle ou de cristallisation fractionnée. Dans ce cas, ces liquides auraient acquis cette caractéristique au moment de la formation des magmas.

Nous avons montré à plusieurs reprises (cf. Chapitres 5 et 6) que la différenciation des magmas de Gorgona était contrôlée par un fractionnement d'olivine. Il est donc très improbable que le rapport Nb/La ait pu varier par ce biais. Ni le Nb, ni le La n'entrent dans la constitution de l'olivine, ce rapport reste donc inchangé.

En revanche, les modélisations de fusion partielle, réalisées sur les échantillons de Gorgona, et présentées pour partie dans le chapitre 5, indiquent que ce processus est capable de

fractionner les éléments incompatibles de façon intensive. Ce point sera repris ultérieurement (cf. Chapitre 8), mais nous pouvons d'ores et déjà retenir que cette hypothèse semblerait la plus probable.

En dernier lieu, des résultats préliminaires de compositions isotopiques d'O et d'He, apportent des informations complémentaires sur l'origine du composant enrichi. Les gammes de compositions isotopiques en O et He proposées par Eiler et al. (1997) pour le pôle HIMU sont de, respectivement pour l'O et l'He, $\delta^{18}\text{O}_{\text{ol}}$ 4.74-5.22 ‰ et de $^3\text{He}/^4\text{He}$ 5.3-7.2 R_A . Ces gammes de compositions ont été définies à partir de mesures sur des phénocristaux d'olivines. Les résultats obtenus sur une dunite de Gorgona sont de $\delta^{18}\text{O}_{\text{ol}}$ 4.36 ± 0.10 ‰ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{cpx}}$ 5.08 ± 0.07 ‰. A partir de cette composition de clinopyroxène, la composition isotopique en O de l'olivine peut être recalculée en utilisant un fractionnement de 0.3 ‰ (fractionnement olivine-clinopyroxène à haute température, Zheng (1993)). Ceci indique un $\delta^{18}\text{O}_{\text{ol}}$ de 4.78 ‰. Les résultats d'He indiquent un rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ de 8.64 (± 0.17) R_A . Ce rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ est légèrement élevé mais peut être interprété comme le résultat d'un mélange entre un pôle de type HIMU et un composant montrant des compositions isotopiques d'He plus élevées. Ces résultats, bien que préliminaires, confirment que le composant enrichi, présent dans le plateau Caraïbe, a des caractéristiques communes avec un pôle HIMU.

En résumé, le composant "enrichi" de la tête du panache Caraïbe montre des caractéristiques communes avec un pôle de type HIMU. Il faut toutefois signaler que ce n'est qu'une tendance, argumentée, non pas par les compositions isotopiques de Pb, mais par celles du Nd et, dans une moindre mesure, celles du Sr, de l'O et de l'He. La majorité des échantillons représentant ce composant, montre des rapports d'éléments traces compatibles avec cette origine. Cependant, nous avons noté que certains échantillons de Gorgona s'éloignaient de cette tendance de par des rapports d'éléments incompatibles très faibles. Il semble que ces caractéristiques en éléments traces soient acquises au cours de l'épisode de fusion partielle. Ce point sera toutefois discuté principalement dans le chapitre suivant (Chapitre 8).

7.4.2. Origine du composant « enrichi »

D'un point de vue global, à l'échelle d'un panache, deux hypothèses peuvent être avancées quant à l'origine de ce composant, en particulier :

- (a) ce composant "HIMU" est une caractéristique de la source du panache ;
- (b) il représente du matériel entraîné par la remontée du panache.

De nombreux auteurs s'accordent pour interpréter les compositions de HIMU comme symptomatiques du recyclage de croûte océanique subductée dans le manteau (Weaver, 1991a, b; Chauvel et al., 1992; Hofmann, 1997). Cette croûte océanique perd une grande partie du Pb qu'elle contient via, principalement, les processus d'altération hydrothermale (Chauvel et al., 1992). Elle acquiert ainsi un rapport U/Pb élevé et évolue vers des compositions de HIMU (Chauvel et al., 1992).

La formation de ce composant nécessite donc le recyclage et le stockage de la croûte océanique. L'échelle de temps proposée pour cette évolution est de 2 Ga. (Chauvel et al., 1992; Hofmann, 1997). Selon ces modèles, le composant HIMU serait une caractéristique intrinsèque de la source des panaches. Par ailleurs, cette interprétation est compatible avec le modèle de recyclage proposé par Hofmann & White (1982). Ceci est vrai quelle que soit la profondeur à laquelle le panache prend naissance (interface manteau/noyau ou interface manteau supérieur/manteau inférieur).

Cependant, nous avons vu dans le chapitre précédent que la majorité des échantillons du plateau Caraïbe présentant les ϵ_{Nd} les plus bas, dérive aussi de liquides de composition basaltique. Une telle composition indique que la température de la source n'était pas particulièrement élevée.

Si une relation directe peut être établie entre la température de la source et sa " position " dans la tête du panache, il est probable que ces liquides dérivent des parties les plus froides. C'est à dire, que les liquides dérivant du composant enrichi se formeraient par la fusion partielle de l'extérieur de la tête du panache. Dans ce cas, il serait aussi possible d'envisager que le composant enrichi représente du matériel entraîné par le panache pendant sa remontée. Ceci implique que des " morceaux " de vieille croûte océanique subductée soient répartis dans le manteau.

Pour cela, plusieurs scénari peuvent être envisagés et en premier lieu, nous postulons que les panaches prennent naissance à l'interface manteau/noyau. Plusieurs études numériques ont montré que le panache entraînait une proportion variable de matériel, mais principalement formé par du manteau inférieur (Campbell & Griffiths, 1990; Hauri et al., 1994). Dans ce cas, nous devons postuler que des parties de croûte océanique subductée n'atteignent pas la couche D'', et restent stockées dans le manteau inférieur. Selon Davies (1990), le manteau inférieur profond et visqueux serait moins bien " mélangé " par la convection que le manteau supérieur. Ceci implique que la concentration de matériel subducté serait plus importante dans le manteau inférieur que dans le manteau supérieur. Par ailleurs, ces études numériques indiquent que ces hétérogénéités pourraient perdurer plus de 2 Ga (Davies, 1990). L'autre possibilité, dans le cas où les panaches prendraient naissance à la limite manteau/noyau, est qu'une partie de la croûte subductée soit stockée à la limite des 670 km. Dans ce cas, en traversant cette discontinuité, le panache aurait la possibilité d'entraîner du matériel de ce niveau. Ce type de modèle a été décrit, par exemple, par Tackley et al. (1993).

Si le panache prend naissance à 670 km de profondeur, il est de même possible que des portions de croûte océanique recyclées soient stockées, dispersées dans le manteau supérieur puis entraînées par le panache pendant sa remontée. C'est le modèle de "marble cake" (Allègre & Turcotte, 1985).

En résumé, il est maintenant généralement accepté que le composant HIMU représente de la croûte océanique altérée (ce qui induit une augmentation de son rapport U/Pb), recyclée et stockée dans le manteau. Quelle que soit la profondeur de formation des panaches (D'' ou 660 km), deux possibilités sont invoquées pour expliquer l'origine d'un composant HIMU dans la tête du panache des Caraïbes :

- (a) ce composant est une partie intrinsèque de la source du panache ;
- (b) ce composant représente du matériel entraîné incorporé ultérieurement à la tête du panache.

Les échantillons du plateau Caraïbe ne présentent pas des compositions de HIMU clairement définies mais, plutôt, des compositions intermédiaires ; ceci indique que ces caractéristiques seraient acquises par le biais d'un mélange entre les deux composants de la tête du panache. Un tel mélange est probablement plus réalisable au sein de la source du panache. De plus, le développement d'un réservoir montrant des compositions isotopiques comme le composant enrichi, implique que ce matériel ait été isolé du manteau ambiant et ait évolué de façon indépendante. Ceci suggère que ce composant soit une partie intrinsèque de la source du panache. Cependant, les échantillons représentatifs de ce composant dérivent de liquides basaltiques. Cette composition de liquide indique une température de source non-anormalement élevée. Si un lien existe entre la température de la source et la position dans la tête du panache, il indique que ces liquides se formeraient dans les bordures extérieures, les plus froides, de la tête. Ceci suggère peut-être que le composant enrichi (de type HIMU) soit du matériel entraîné par le panache pendant sa remontée. Il apparaît donc que l'origine du composant enrichi ne peut être clairement définie, sur la base unique des données isotopiques et des rapports élémentaires d'éléments traces. Il est donc nécessaire d'intégrer d'autres informations qui seront apportées par l'étude des processus de fusion partielle (cf. Chapitre 8).

7.4.3. Nature du composant appauvri

La caractéristique la plus frappante du plateau Caraïbe, par rapport aux autres plateaux, est la présence d'un composant isotopiquement très appauvri. Un tel type de composant n'est échantillonné que rarement dans les grandes provinces magmatiques océaniques. Il n'est, à notre connaissance, échantillonné qu'en Islande et dans le plateau Caraïbe.

La présence et l'origine d'un tel composant appauvri en contexte de panache a donné lieu à de grands débats au cours de ces dernières années. Un tel type de signature isotopique a été, par exemple, interprété par Anderson (1994) comme un paradoxe majeur pour la théorie des panaches. En revanche, selon Kerr et al. (1995), ces signatures sont une caractéristique intrinsèque des panaches. D'autres auteurs, comme Fitton et al. (1997), interprètent ces signatures appauvries comme le reflet d'un entraînement et d'une assimilation de manteau supérieur par le panache.

Je m'attacherai donc dans cette section à discuter des différentes origines possibles de ce composant.

7.4.3.1. Fusion du manteau supérieur

Les échantillons représentatifs du composant appauvri, montrent des caractéristiques isotopiques et chimiques qui sont très proches du champ défini pour le manteau supérieur appauvri. Ceci suggère peut-être que ces magmas puissent avoir été formés par la fusion du manteau supérieur, source des MORB.

Il faut cependant noter quelques différences. Les échantillons présentant les ϵ_{Nd} les plus élevés sont, principalement, ceux de Gorgona. Ils regroupent l'ensemble des komatiites, la grande majorité des picrites, des gabbros, des péridotites et des basaltes. Ces échantillons montrent aussi, pour partie, les rapports d'éléments traces les plus fractionnés. En effet, ils ont les rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ les plus élevés (Fig. 7.1), rapports largement supérieurs à ceux des MORB (autour de 0.2). De plus, ils présentent des rapports Nb/La plus faibles que les MORB (Fig. 7.4). Toutefois, nous avons déjà évoqué l'influence possible des processus de fusion partielle sur les rapports en éléments traces. Cet argument n'est donc pas discriminant.

L'argument principal contre une fusion partielle du manteau supérieur provient des compositions des liquides parents. En effet, nous avons souligné le fait que l'ensemble des komatiites et la majorité des picrites de Gorgona présentent des compositions isotopiques très appauvries. Nous avons aussi montré au chapitre précédent (Chapitre 6) que ces roches dériveraient de liquides parents ultra-magnésiens. Or, la formation d'un tel type de liquide requiert un taux de fusion élevé et/ou une fusion profonde. Ceci implique une température de source élevée. Selon les modèles analogiques et numériques (Campbell & Griffiths, 1990; Campbell & Griffiths, 1993; Hauri et al., 1994), le cœur du panache montre les températures les plus hautes. Ceci indique donc que les komatiites et les picrites de Gorgona se sont formées dans la zone la plus chaude du panache, c'est-à-dire le cœur du panache. Le composant appauvri est donc présent au cœur du panache. Il est donc fortement improbable que ce composant soit du manteau supérieur entraîné par le panache au cours de sa remontée.

Par des arguments différents, principalement les isotopes du Pb et la géochimie des éléments traces, il a été montré que la source appauvrie identifiée en Islande était une partie intégrante d'un panache hétérogène et non du manteau supérieur entraîné (Hémond et al., 1993; Hards et al., 1995; Kerr et al., 1995; Chauvel & Hémond, 1999)

Signalons aussi, entre autres obstacles majeurs à ce modèle de fusion du manteau supérieur, l'ampleur de l'anomalie thermique requise pour former des liquides à plus de 20% de MgO qui est très probablement trop élevée pour se développer dans le manteau supérieur.

De plus, les compositions isotopiques d'He des échantillons devraient, selon un tel modèle, être identiques à celle des MORB ($\sim +8 R_A$). Cependant, un résultat préliminaire d'He, obtenu sur un échantillon de Gorgona, indique des rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ élevés ($12.67 \pm 0.44 R_A$) pour ce composant appauvri.

En résumé, les échantillons présentant les ϵ_{Nd} les plus élevés, sont aussi ceux dérivant de liquides ultramagnésiens. L'excès de température requis pour former ces liquides montre que le site le plus probable est le cœur de la tête du panache. Il apparaît donc que le composant appauvri du plateau Caraïbe, comme celui d'Islande, ne représente pas du manteau supérieur entraîné mais est une partie intégrante de la tête du panache et de sa source.

7.4.3.2. L'origine du composant appauvri

Puisque ce composant appauvri n'est pas, du moins dans le cas des Caraïbes, du manteau supérieur entraîné, il est nécessaire de proposer une alternative quant à son origine.

Deux hypothèses sont envisagées ici :

- (a) ce composant représente du manteau inférieur ;
- (b) ce composant est aussi, comme le premier composant, de la croûte océanique recyclée.

Si les panaches prennent naissance dans la couche D'', il est possible qu'ils incorporent au moment de leur formation une proportion de manteau inférieur. Il est de même possible qu'une certaine proportion de manteau inférieur soit présente dans la source des panaches. Le manteau inférieur est donc un premier réservoir potentiel.

Dans le modèle proposé par Hart et al. (1992), qui suggère que le FOZO représente le manteau inférieur, ce dernier aurait des compositions isotopiques compatibles avec celles du composant appauvri des Caraïbes ($\epsilon_{\text{Nd}} \sim +10$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7025$). Cependant deux arguments ne plaident pas en faveur de ce modèle.

En premier lieu, le modèle de Hart et al. (1992), comme les modélisations numériques et analogiques (Campbell & Griffiths, 1990; Griffiths & Campbell, 1990; Hauri et al., 1994) ne fait pas état, à notre connaissance, d'une proportion de manteau inférieur incorporée réellement à la source des panaches. Tous indiquent que le manteau inférieur serait entraîné par le panache

et donc uniquement, éventuellement, incorporé à sa périphérie. Or, ce composant est échantillonné dans les parties les plus chaudes de la tête du panache, *i.e.*, le cœur. Ceci exclut le matériel entraîné.

En second lieu, les compositions isotopiques de Pb du FOZO semblent différentes de celles reportées pour les komatiites et les picrites de Gorgona (Fig. 7.6).

Dans la seconde hypothèse que nous avons envisagée, le composant appauvri de la tête du panache des Caraïbes serait aussi formé via le recyclage profond de croûte océanique. Un nombre croissant d'études suggère que certaines variations isotopiques et d'éléments traces puissent être liées à la fusion de différentes portions de croûte océanique recyclée (Abouchami & Hofmann, 1998; Lassiter & Hauri, 1998; Chauvel & Hémond, 1999).

En effet, l'ensemble de la croûte océanique est subductée, mais il est probable que seule la partie supérieure basaltique soit altérée et puisse ainsi évoluer vers des compositions de HIMU.

En revanche, la partie inférieure cumulative ne sera, sans doute, pas autant influencée par les processus d'altération.

Cette hypothèse a été examinée par Chauvel & Hémond (1999) pour expliquer certaines caractéristiques en éléments traces et en isotopes du Pb des picrites d'Islande. Il apparaît que les compositions isotopiques en Pb de ces picrites sont identiques à celles des picrites et des komatiites de Gorgona.

Il faut noter, par ailleurs, que les picrites d'Islande sont, comme les échantillons de Gorgona, caractérisées par des rapports Nb/La bas (cf. Fig. 7.4 et Chauvel & Hémond (1999)).

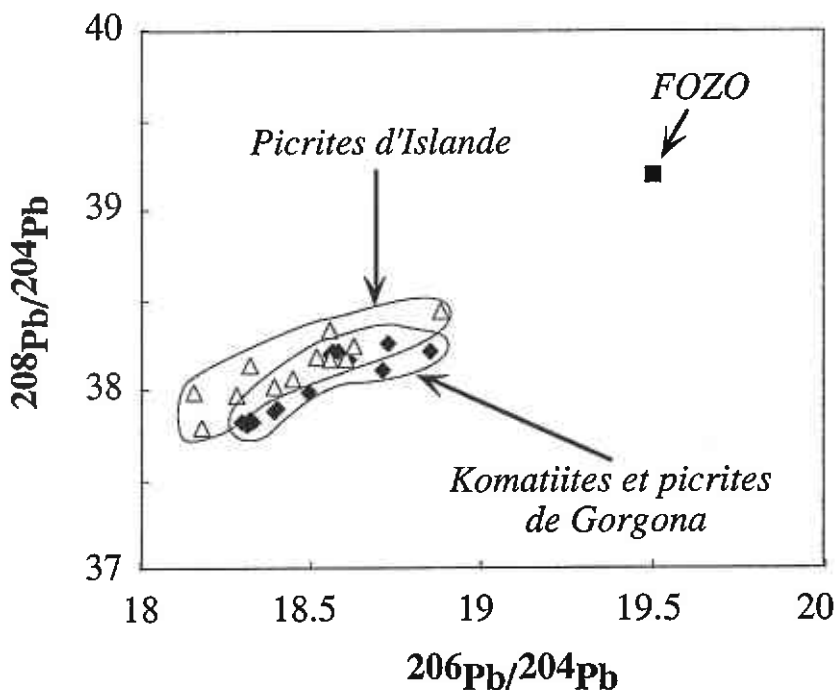


Figure 7.6 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des picrites et komatiites de Gorgona (Dupré & Echeverria, 1984), des picrites et tholéiites à olivine d'Islande (Chauvel & Hémond, 1999) et du composant théorique FOZO (Hart et al., 1992).

Il apparaît donc que la présence, dans la source, de portions d'une base de croûte océanique recyclée, non altérée, serait une source adaptée pour expliquer à la fois les compositions isotopiques et certaines caractéristiques en éléments traces du composant appauvri.

De plus cette interprétation est compatible avec nos modélisations de formation des liquides parents de Gorgona qui indiquent que la proportion de clinopyroxène dans la source est élevée (cf. première partie du Chapitre 5). Il faut noter cependant que l'olivine reste la phase dominante.

En résumé, le composant isotopiquement appauvri échantillonné par le panache des Caraïbes est vraisemblablement une caractéristique propre de la source des panaches.

Ce composant est représenté principalement par les komatiites et les picrites de Gorgona. Ces roches dérivent de liquides ultra-magnésiens ; ce qui impose une température de source élevée, et indique que ces liquides se sont formés au cœur de la tête du panache. Ceci implique que ce composant n'est sans doute pas du matériel entraîné, que ce soit du manteau inférieur ou supérieur. En revanche, la fusion de la base d'une croûte océanique recyclée peut expliquer les caractéristiques isotopiques et géochimiques de ces roches. Cette interprétation implique que les compositions isotopiques appauvries, parfois mesurées dans les grandes provinces magmatiques, seraient liées, elles aussi, au recyclage de la croûte océanique dans le manteau. Ceci implique aussi que la source des panaches serait peut-être en grande partie constituée par de la croûte océanique recyclée.

7.4.4. Pourquoi échantillonne-t-on le composant appauvri dans les Caraïbes ?

La présence d'un composant appauvri n'est pas une caractéristique commune à toutes les grandes provinces magmatiques, ni à tous les plateaux océaniques (cf. section 7.3). Au contraire, parmi les plateaux océaniques, de telles compositions ne sont reportées qu'en Islande et aux Caraïbes. Il apparaît donc justifié de se demander pourquoi et de tenter d'apporter des éléments de réponse à cette question.

Dans le cas des Caraïbes, non seulement ces compositions isotopiques particulières sont présentes, mais en plus elles sont portées par les komatiites. Ces uniques komatiites phanérozoïques sont une autre spécificité du plateau Caraïbe. Ainsi, la question est peut être double et devrait inclure la raison de la présence de komatiites au sein du plateau Caraïbe.

Plusieurs hypothèses ont été examinées pour essayer de répondre à cette double question.

(a) La différence entre le plateau Caraïbe et les autres plateaux peut être due à une différence de température maximum au cœur du panache. Dans ce cas, il faut supposer que le panache des Caraïbes était plus chaud que les autres, *i.e.*, sa température au cœur était plus élevée. Cet élévation de température implique que les taux de fusion étaient plus importants, ce qui a conduit

à la formation de liquides komatiitiques. De plus, ceci a entraîné la fusion de composants appauvris, plus réfractaires que les autres, comme des cumulats (à olivine et clinopyroxène ?) de croûte océanique recyclée.

Un obstacle majeur à ce modèle est l'existence du plateau de Ontong-Java. La taille énorme de ce plateau (~40 km d'épaisseur, Gladchenko et al. (1997)) et les volumes impliqués par sa formation (~ 9.10^6 km^3 pour la partie extrusive ; Coffin & Eldholm (1993) ; Coffin & Eldholm (1994)) indiquent que le panache d'origine devait être particulièrement grand. Il est donc peu probable que la température au cœur était inférieure à celle du panache qui a donné naissance au plateau Caraïbe dont la taille est plus modeste (~ 4.10^6 km^3).

(b) Une autre possibilité serait de postuler que le plateau Caraïbe se serait mis en place à l'aplomb d'une ride océanique, ce qui correspondrait en partie au cas de l'Islande. Cette possibilité a d'ailleurs été évoquée par Kerr et al. (1998). Dans un tel contexte de mise en place les premiers magmas formés auraient peut-être la possibilité d'atteindre la surface rapidement. Ils n'auraient, en effet, pas à traverser l'épaisseur de la lithosphère océanique. Cependant, divers arguments peuvent être invoqués pour rejeter ce modèle. Parmi ceux-ci retenons nos modélisations qui indiquent que la fusion à Gorgona était profonde (dans le champ de stabilité du grenat), ce qui suggère la présence d'une lithosphère océanique épaisse (~80 km). Par ailleurs, étant donnée la taille de ces plateaux, la présence d'une ride océanique aurait probablement un effet négligeable.

(c) Parmi les diverses possibilités, on ne peut exclure le fait que la composition de la tête du panache Caraïbe puisse avoir été différente de celle des autres panaches. Selon la discussion développée dans les sections précédentes, la tête du panache des Caraïbes serait composée pour partie de croûte océanique recyclée, peut être en proportions supérieures aux autres panaches. En comparaison, le panache qui a alimenté le plateau de Ontong-Java serait constitué de périclites en plus larges proportions. Auquel cas, nous devrions placer le panache des Caraïbes et celui de l'Atlantique Nord dans un groupe de panaches distinct.

(d) Il est cependant important de noter, et ceci nous amène à la dernière possibilité, et sans doute la plus probable que le plateau Caraïbe est particulièrement bien échantillonné par rapport aux autres. En effet, le plateau a été très largement obducté et/ou accrété sur le continent. Ceci a permis un échantillonnage du plateau intensif, en particulier vraisemblablement de ses parties basales, ce qui est impossible dans le cas des autres plateaux. Dans le cas de Ontong-Java, seules les premières centaines de mètres ont été échantillonnées, alors que l'épaisseur du plateau est estimée à 40 km. Ainsi, les caractéristiques du plateau Caraïbe ne seraient pas spécifiques à cette province, mais seraient le reflet d'un défaut d'échantillonnage des autres. Selon cette interprétation, les plateaux océaniques seraient des sites privilégiés pour la formation de liquides ultra-magnésiens (Storey et al., 1991) et les komatiites représenteraient une particularité de leur base.

En résumé, nous avons montré au long de ce chapitre que la tête du panache ayant alimenté le plateau Caraïbe était isotopiquement hétérogène. Elle est constituée par au moins deux composants. L'un est plus enrichi en terme de composition isotopique du Nd. Il montre une tendance vers un pôle HIMU, les compositions isotopiques de Pb, caractéristiques de ce composant ne sont, toutefois, que peu identifiées. Le second est isotopiquement appauvri. Nous avons montré qu'il ne s'agissait ni de MORB, ni de matériel entraîné par le panache au cours de sa remontée. Nous suggérons en revanche que ce composant est le reflet de la fusion de cumulats, non altérés, de croûte océanique recyclée. Nous avons enfin discuté de la présence dans les Caraïbes et de l'absence à Ontong-Java de ce composant appauvri et des komatiites. Ceci est, selon nous, dû à un biais d'échantillonnage, inhérent à la submersion des plateaux océaniques.

8. *Caractéristiques de la tête du panache*

Le chapitre précédent a été consacré à l'étude isotopique de la tête du panache qui a alimenté le plateau océanique des Caraïbes. Nous avons montré que la source du panache est hétérogène et qu'elle est formée de deux composants. Au cours de ce chapitre, nous examinons les processus et les conditions (taux et profondeur) de fusion partielle de formation des liquides parents (sections 8.1 et 8.2). Ensuite, les liens entre la fusion partielle, la nature des liquides produits et les compositions isotopiques sont examinés (sections 8.3 et 8.4). Dans la section suivante, l'influence du système d'alimentation est discutée (section 8.5). L'ensemble de ces informations nous permet de proposer un modèle de zonation isotopique, chimique et thermique de la tête du panache (section 8.6).

Nous avons souligné que certains échantillons sont très appauvris en éléments incompatibles. Par exemple, certaines roches de Gorgona montrent des rapports Nb/La très bas, indiquant que le matériel qui a fondu pour créer ces magmas est appauvri (cf. Fig. 7.4, p. 191). Pour expliquer ces variations de rapports d'éléments traces, deux interprétations sont possibles :

- (a) cet appauvrissement est une caractéristique de la source ;
- (b) un autre processus a opéré, entraînant le découplage des éléments traces et des isotopes.

Pour plusieurs raisons, nous pensons que les variations en éléments traces ne peuvent être simplement liées à des hétérogénéités de la source:

1- Si les hétérogénéités chimiques sont liées à la source, c'est-à-dire, si les rapports d'éléments traces y sont différents, ceci entraîne, selon l'âge de création de cette source, des variations de compositions isotopiques. Si ces sources existent, par exemple, depuis 200 Ma, la gamme de composition isotopique devrait être importante. De plus une corrélation positive devrait être observée entre les compositions isotopiques de Nd et les rapports d'éléments traces. Par exemple, les picrites qui ont des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ supérieurs aux komatiites, devraient avoir des compositions isotopiques de Nd supérieures à celles des komatiites. Or, nous avons remarqué, dans le cas des liquides ultra-magnésiens et des liquides basaltiques appauvris, que les ϵ_{Nd} sont constants ($\epsilon_{\text{Nd}} \sim +10$, Fig. 7.1, p. 184). Cette gamme restreinte de compositions isotopiques suggère l'intervention d'un autre processus qui a opéré juste avant ou pendant la formation des magmas (Arndt et al., 1997).

2- Dans le cas des liquides basaltiques où les rapports élémentaires sont relativement constants, la gamme de variations des ϵ_{Nd} est plus importante (ϵ_{Nd} entre +5 et +9.5, cf. Fig. 7.1, p. 184). Il est important de noter que ces liquides montrent des rapports d'éléments traces primitifs ($(\text{La/Yb})_{\text{N}} \sim 1$), alors qu'ils dérivent d'une source qui a subi un appauvrissement à long terme en éléments incompatibles ($\epsilon_{\text{Nd}} > 0$). Ici encore, cela suggère l'intervention d'un processus

qui permet la formation de liquides avec des spectres de terres rares plats à partir d'une source appauvrie en terres rares légères.

Si ces caractéristiques en éléments traces ne peuvent être entièrement attribuées à des hétérogénéités dans la source, elles doivent être liées aux processus de fusion partielle ou, de différenciation des magmas après leur séparation de la source. Ce dernier processus ne peut pas être retenu car il est contrôlé, dans notre cas, par la cristallisation d'olivine, qui ne fractionne pas les éléments incompatibles. Les caractéristiques en éléments traces des liquides sont donc dues principalement aux processus de fusion partielle.

8.1. Types de processus de fusion partielle impliqués

Les processus de fusion à l'équilibre, de « pooling » des liquides et de fusion critique sont définis au Chapitre 2. Nous y avons également souligné que pour des raisons physiques, il nous semblait plus réaliste de n'appliquer que des processus de fusion fractionnée, c'est-à-dire, le « pooling » des liquides ou la fusion critique. La formation de l'ensemble des liquides parents de Curaçao, de la ride de Béata et de Gorgona, a été modélisée par l'un ou l'autre de ces processus. L'ensemble de ces résultats est présenté en annexe 1 et seuls les résultats principaux sont exposés ici.

Les magmas parents, sur la base de leurs spectres de terres rares, sont divisés en deux grands types (cf. Chapitre 6) :

- (a) les magmas appauvris en terres rares légères ;
- (b) les magmas dont les spectres de terres rares sont plats.

Sur la figure 8.1 sont reportés deux exemples de modélisations. Dans les deux cas, sur la base des compositions isotopiques de Nd, la même source appauvrie en terres rares légères est choisie. Le premier exemple concerne un groupe de komatiites de Gorgona, *i.e.*, des liquides appauvris en terres rares légères. Le second concerne des échantillons de la ride de Béata, *i.e.*, des liquides dont les spectres de terres rares sont plats.

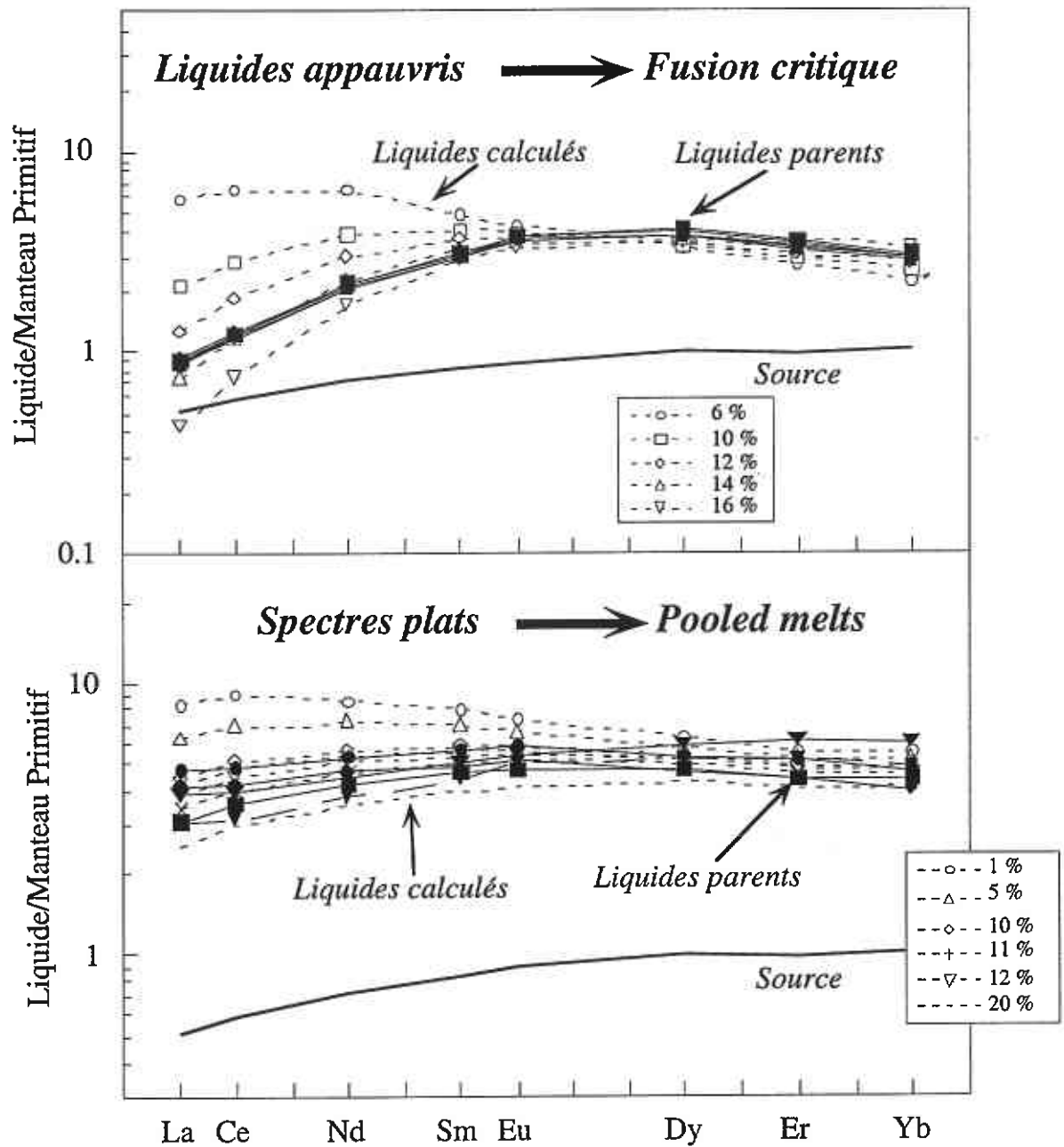


Figure 8.1 Exemple de modélisation de liquides parents par un processus de fusion critique (spectres du haut) et un processus de «pooling» des liquides (spectres du bas). La composition de la source est la même dans les deux cas.

D'après cette figure, un lien direct peut être établi entre la forme du spectre et le processus de fusion partielle impliqué. Seul un processus de fusion critique permet de fractionner suffisamment les éléments traces pour atteindre les degrés d'appauvrissement enregistrés par les liquides de Gorgona. De même, un processus de « pooling » des liquides permet, à partir d'une source appauvrie en terres rares légères, de former des liquides montrant des spectres de terres rares plats. Ceci est difficilement réalisable par un processus de fusion critique. Ainsi pour un type de source donné, la forme des spectres de terres rares des liquides reflète le processus de fusion par lequel ils ont été produits.

Plus globalement, ceci implique qu'à partir de la même source, quand la fusion partielle progresse dans la tête du panache où les processus de fusion critique dominant, les liquides formés deviennent de plus en plus appauvris en terres rares légères. Ceci peut expliquer les grandes variations de rapports d'éléments incompatibles, à composition isotopique constante, de certains de nos échantillons. En revanche, dans les zones où les processus de « pooling » des liquides dominant, les liquides sont mélangés pendant leur remontée vers la surface. Ceci entraîne donc la formation de liquides plus homogènes, qui ne conservent pas la composition chimique de la source. Ceci peut expliquer la constance des rapports d'éléments incompatibles de ces liquides.

Ainsi, les différences de processus de fusion entraînent une « zonation chimique » de la tête du panache entre des zones où les liquides produits sont de plus en plus appauvris et des zones où les liquides formés ne le sont pas. Cependant, la composition de la source initiale était identique (Fig. 8.2, p. 210).

8.2. Taux et Profondeur de fusion

Les spectres de terres rares nous renseignent, aussi, sur les taux et les profondeurs de fusion. En effet, les teneurs et les degrés d'appauvrissement sont le reflet des taux de fusion ainsi que du mécanisme de fusion partielle (cf. Chapitre 2). De plus, les terres rares lourdes sont utilisées comme un indicateur de la profondeur de fusion (présence de grenat ou non dans le résidu ; cf. Chapitre 2). Les résultats principaux sont résumés dans le tableau 8.1 (cf. annexe 1 pour l'ensemble).

Site	Gorgona	Gorgona	Gorgona	Gorgona	Curaçao	Ride de Béata
Type de roche	Komatiites	Picrites	Gabbros (liquides appauvris)	Gabbros (liquides non-appauvris)	Picrites	Gabbros et dolérites
Processus	Fusion critique	Fusion critique	Fusion critique	Pooled melts	Pooled melts	Pooled melts
Minéralogie de la source	A grenat	A grenat	A grenat	A grenat	A grenat	A spinelle
Profondeur de fusion	Profonde	Profonde	Profonde	Profonde	Profonde	Moins profonde
Taux de fusion	≈ 16-18 %	≈ 25 %	≈ 16-18 % +cristallisation d'olivine	≈ 12-13 %	≈ 10-13 %	≈ 10-15 %
Liquide parent Teneur en MgO	Ultra-magnésien ≈ 20 %	Ultra-magnésien ≈ 27 %	Basaltique ≈ 12-13 %	Basaltique ≈ 12-13 %	Basaltique ≈ 12-13 %	Basaltique ≈ 10-12 %

Tableau 8.1 Conditions de formation et nature des principaux types de liquides parents.

Il se dégage de ce tableau récapitulatif que :

(a) les taux de fusion les plus importants sont obtenus pour les komatiites et les picrites de Gorgona. Les taux de fusion pour les autres sites sont moindres ;

(b) la majorité de ces liquides commence à se former dans le champ de stabilité du grenat, ce qui dénote des épisodes de fusion profonds.

Cependant, il faut noter que la profondeur de fusion est différente d'un site à l'autre. En effet, pour les liquides formés à Gorgona, l'intervention du grenat est manifeste (par exemple, $(Gd/Yb)_N$ des komatiites G1 entre 1.26 et 1.32, cf. également annexe 1 Fig. 10.7, p. 238). Pour les picrites

de Curaçao, l'intervention du grenat est moins nette, mais se manifeste dans l'ensemble des échantillons ($(\text{Gd/Yb})_N$ entre 1.14 et 1.24, cf. également annexe 1 Fig. 10.2, p. 233). Sur la ride de Béata en revanche, le grenat n'intervient pas dans la formation de tous les liquides et la majorité commence à se former dans le champ de stabilité du spinelle ($(\text{Gd/Yb})_N$ entre 0.96 et 1.04, cf. également annexe 1, Fig. 10.4, p. 235).

8.3. Nature des liquides produits

Nous avons, dans le chapitre 6, défini trois types de liquides parents (cf. Fig. 6.2, p. 175) : (a) des liquides ultra-magnésiens appauvris ; (b) des liquides basaltiques appauvris ; (c) des liquides basaltiques à spectres de terres rares plats. Nous interprétons les liquides basaltiques appauvris comme dérivants de liquides ultra-magnésiens par cristallisation fractionnée d'olivine (tableau 8.1, gabbros dérivant de liquides appauvris, cf. également première partie du Chapitre 5). Nous nous intéressons donc essentiellement aux autres types de magmas parents.

D'après le tableau 8.1 :

(a) les liquides ultra-magnésiens ne se forment qu'à Gorgona et sont à l'origine des komatiites et des picrites ;

(b) des liquides basaltiques sont formés sur les autres sites.

Notons toutefois que des liquides ultra-magnésiens se sont sans doute formés à Curaçao. En effet, la présence de xénocristaux d'olivine à haute teneur en Fo (Fo_{91}) suggère que de tels liquides ont existés.

D'un point de vue général, il est logique que les liquides ultra-magnésiens soient formés par des taux de fusion plus importants. Nous pouvons souligner ici la cohérence entre les teneurs en MgO calculées et les taux de fusion obtenus par la modélisation des terres rares.

Le point le plus important est cependant le lien qui peut être établi entre la nature du liquide produit et les zones de la tête du panache. Quand la température de la source est élevée, les taux et les profondeurs de fusion sont élevées, et les liquides produits sont ultra-magnésiens. Quand la température de la source est moins élevée, les taux et les profondeurs de fusion sont moindres, et les liquides produits sont plutôt basaltiques (12-15 % MgO s'ils sont créés par une fusion partielle

sous une lithosphère océanique d'épaisseur normale (~60km)). D'après ces critères de température, les deux zones que nous avons définies peuvent être rattachées à des sections distinctes du panache (Fig. 8.2). Selon les modèles de panache actuellement proposés, la tête du panache est constituée par un cœur à haute température et des bordures à plus basses températures (Campbell & Griffiths, 1990; Griffiths & Campbell, 1990). Les températures potentielles estimées dans le cœur sont différentes selon les modèles, mais varient globalement entre 1480°C (McKenzie & Bickle, 1988) et 1680°C (Hauri et al., 1994; Farnetani & Richards, 1995) (ceci représente, en termes de température potentielle, entre 200°C et 400°C au-dessus de la température estimée du manteau supérieur, McKenzie & Bickle (1988)). La température dans les bordures du panache est plus basse, mais reste néanmoins supérieure à celle du manteau supérieur (Griffiths & Campbell, 1990). Deux mécanismes influencent la température sur les bordures. En premier lieu, l'entraînement et l'incorporation de matériel ambiant, plus froid, par le panache au cours de sa remontée (Campbell & Griffiths, 1990; Griffiths & Campbell, 1990; Hauri et al., 1994). En second lieu, les bordures sont refroidies par conduction au contact du manteau ambiant (Kent et al., 1992; Saunders et al., 1992).

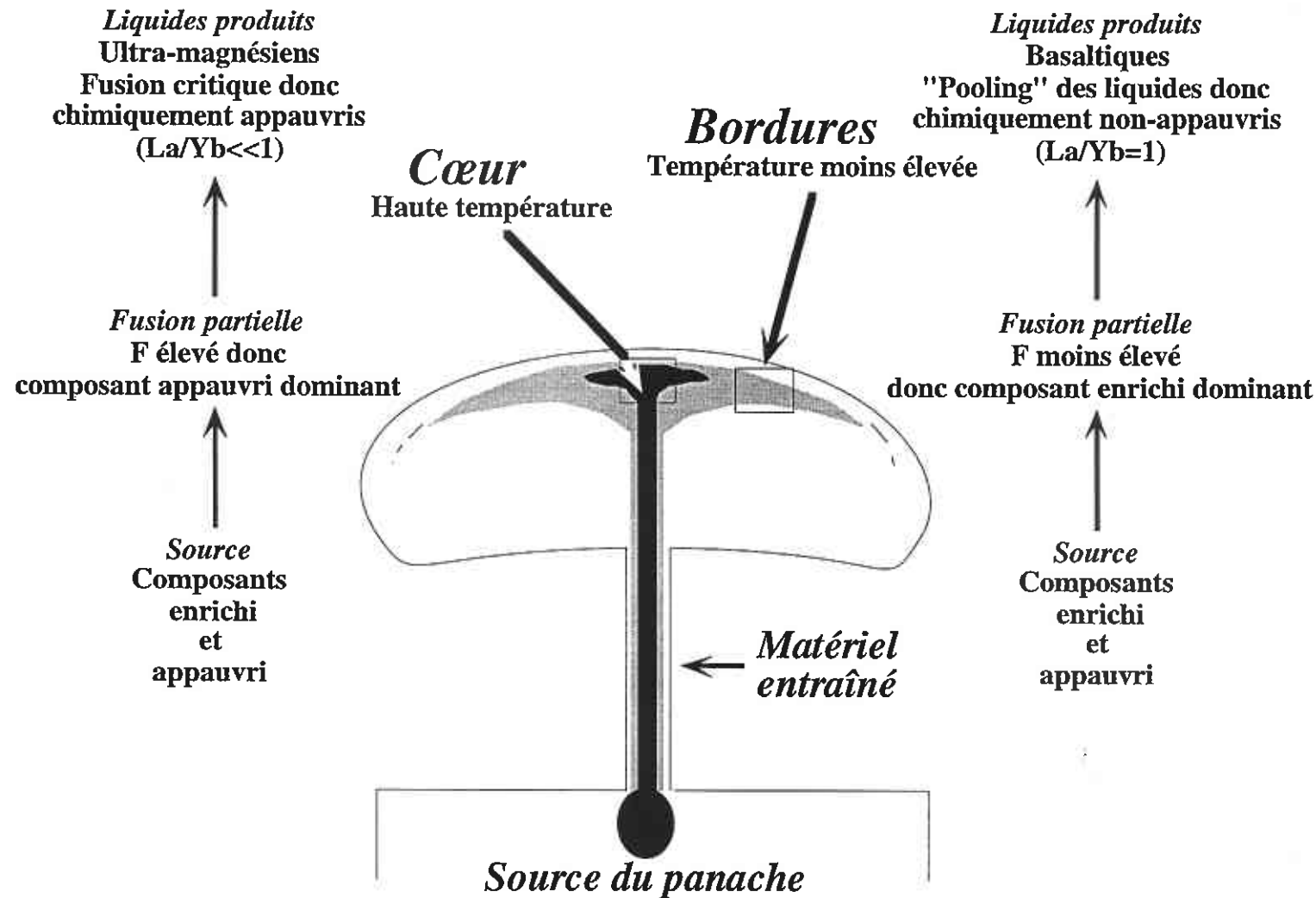


Figure 8.2 : Modèle de zonation de la tête du panache. La composition de la source est la même, mais la différence de température de la source, de processus et de taux de fusion partielle entraînent la formation de liquides différents.

8.4. Zonation isotopique

L'étude des compositions isotopiques de Nd montre que la tête du panache est hétérogène. Elle est formée par deux composants, l'un est très appauvri ($\epsilon_{Nd} \sim +10$) et l'autre est plus enrichi ($\epsilon_{Nd} \sim +6$) (Fig. 8.2, et cf. Chapitre 7).

Un lien peut aussi être établi entre les compositions isotopiques et les zones du panache que nous avons préalablement décrites. En effet, la zone de haute température où les taux de fusion sont élevés donne naissance aux liquides ultra-magnésiens. La grande majorité de ces échantillons montrent des compositions isotopiques très appauvries ($\epsilon_{Nd} \sim +10$) (cf. Chapitre 7, Fig. 7.1 et 7.2, p. 184 et p. 185). Ceci suggère que le composant appauvri est échantillonné préférentiellement au cœur de la tête du panache.

La zone où la température et les taux de fusion sont moindres donne naissance aux liquides basaltiques. Ces échantillons ont des compositions isotopiques enrichies ($\epsilon_{Nd} \sim +6$; cf. Chapitre 7, Fig. 7.1 et 7.2, p. 184 et p. 185). Ceci suggère que le composant enrichi (tendance HIMU, cf. Chapitre 7) est échantillonné préférentiellement près des bordures de la tête du panache.

Il faut cependant noter que de rares échantillons de Gorgona, dérivant de liquides ultra-magnésiens, montrent aussi des compositions isotopiques enrichies (une composition de picrite publiée par Arndt et al. (1997) et celle d'une dunite). Ceci indique que le composant enrichi est aussi échantillonné au cœur du panache, bien que plus rarement et montre que les deux composants sont présents dans la source (Fig. 8.2). Cette distribution a aussi des implications majeures sur l'origine des deux composants. S'ils sont tous deux présents au cœur de la tête du panache, ceci suggère qu'ils appartiennent à la source du panache. Cette interprétation est aussi compatible avec les modélisations analogiques qui montrent que le cœur serait composé essentiellement de matériel en provenance directe de la source du panache (Campbell & Griffiths, 1990).

La zonation isotopique apparente du panache peut être liée au processus de fusion opérant (Fig. 8.2). Au cœur du panache, là où la fusion partielle fractionnée est dominante, les liquides sont extraits au fur et à mesure de leur formation. Ainsi, le composant enrichi, moins réfractaire, fond dans les premiers stades de la fusion et est extrait. Lorsque les taux de fusion partielle requis pour la formation de liquides ultra-magnésiens sont atteints, c'est le composant appauvri, plus réfractaire, qui fond. Néanmoins, une partie du composant enrichi persiste dans la source. Il est présent sous la forme du liquide qui reste piégé dans la source, lors d'un processus de fusion critique. En revanche, dans les bordures du panache, là où les taux de fusion sont moindres, c'est le composant enrichi qui est préférentiellement échantillonné.

8.5. Influence du système d'alimentation

L'autre grand paramètre qui influence les caractéristiques chimiques des magmas échantillonnés en surface est le système d'alimentation du plateau. Ce dernier est alimenté par des liquides de compositions variées, mais il est aussi le siège de processus de différenciation. A Gorgona par exemple, les dunites, les wehrlites et les gabbros dérivent de liquides basaltiques. Nous avons montré que les komatiites et les picrites sont les précurseurs ultra-magnésiens de ces magmas (cf. première partie du Chapitre 5). Ce schéma de différenciation peut probablement être appliqué à l'ensemble du plateau. Ainsi à Curaçao les liquides ultra-magnésiens préalablement suggérés (cf. précédemment p. 208 et Chapitre 3) montraient probablement des spectres de terres rares plats, *i.e.* résultant du « pooling » des liquides. Ainsi, il serait possible de former des liquides ultra-magnésiens, *i.e.*, formés dans le cœur du panache, montrant les deux types de caractéristiques en éléments incompatibles. Il faut noter que les deux processus ne sont pas fondamentalement différents. En effet, dans les deux cas, il s'agit d'un processus de fusion fractionnée. Cependant, dans un processus de « pooling », les liquides sont homogénéisés pendant la remontée alors que dans le cas de la fusion critique, les liquides sont extraits directement, sans mélange. La différence réside donc dans le comportement du liquide après sa formation : va-t-il être extrait directement ou va-t-il se mélanger avec d'autres fractions de liquides ?

Dans le cas de Gorgona, un système d'alimentation particulier permet sans doute l'extraction et la remontée directe des liquides. Par ailleurs, il a été suggéré que les liquides komatiitiques de Gorgona avaient subi une surfusion, qui s'explique par une remontée rapide vers la surface, sans échanges avec l'encaissant (Arndt et al., 1997). Par ailleurs, nous avons montré que les dunites et les wehrlites de Gorgona se mettent en place sous forme de sills probablement de petite taille. Ceci indique peut-être que les chambres magmatiques alimentant ces sills sont aussi de petite taille. Dans un volume restreint, il est probable que les mélanges entre les liquides soient limités. Ainsi, les différents liquides remonteraient vers la surface en conservant leurs caractéristiques initiales. De même, les différentes fractions de liquides peuvent remonter par des systèmes d'alimentation distincts et non connectés. Par exemple, des magmas montrant des compositions isotopiques différentes peuvent être liés à l'activité d'un même volcan (White & Duncan, 1996).

Dans le cas de Curaçao, le système d'alimentation ne permettrait pas la remontée directe des liquides. Ceux-ci auraient alors la possibilité de se mélanger pendant la remontée, *i.e.*, de former des « pooled melts ». Par ailleurs, à la différence de Gorgona, la pile volcanique de Curaçao semble plus homogène (Klaver, 1987). Elle est aussi épaisse (~ 5 km, Klaver (1987)). Ceci indique peut-être que les chambres magmatiques ayant alimenté cette formation étaient de plus grande taille. De même, le complexe magmatique de Béata semble comprendre l'ensemble de la ride, et représente donc des volumes importants. Dans des chambres magmatiques de grand

volume, le mélange des liquides est sans doute plus efficace ce qui permettrait aux liquides d'acquérir leurs caractéristiques chimiques plus homogènes.

En résumé, le système d'alimentation du plateau pourrait permettre, ou non, la remontée directe des liquides en surface. Dans le second cas, les liquides seraient homogénéisés du point de vue des éléments incompatibles (les spectres de terres rares deviennent plats) et pourraient se différencier. C'est pourquoi, les liquides échantillonnés dans ce cas seraient en majorité basaltiques. Notons dans ce cas, qu'il ne s'agit plus alors de liquides primaires. Les deux types de liquides pourraient donc se former par la fusion du cœur de la tête du panache et leurs caractéristiques chimiques seraient contrôlées par le système d'alimentation (Fig. 8.3).

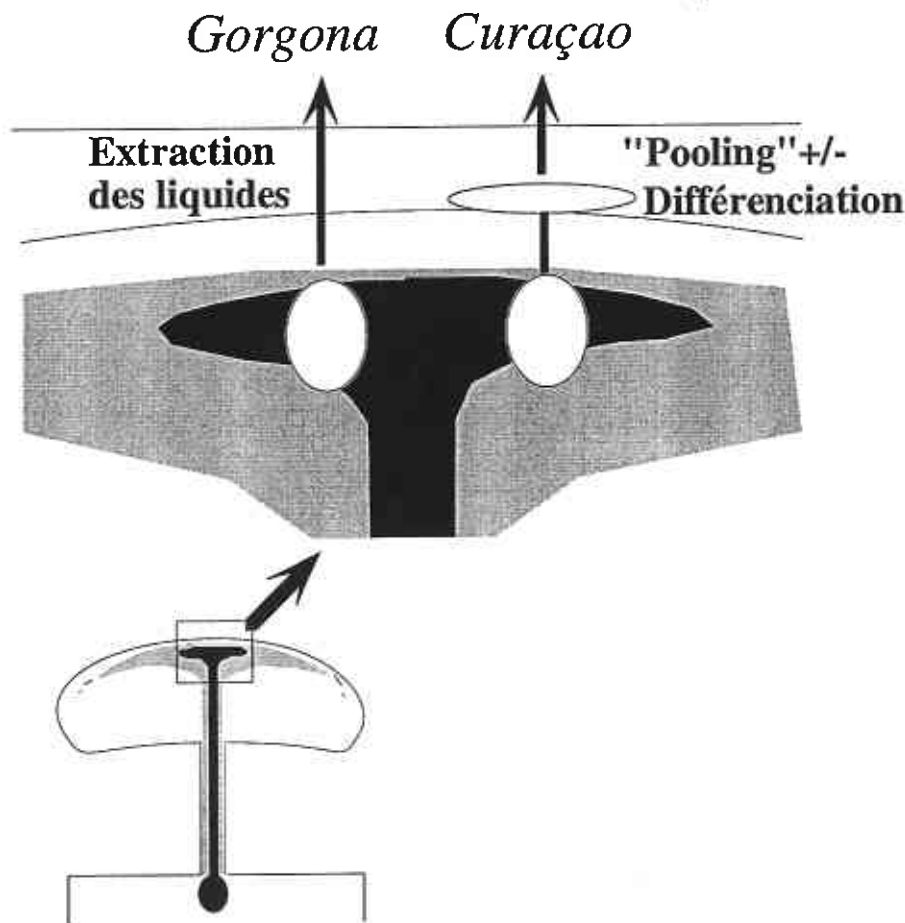


Figure 8.3 Influence du système d'alimentation du plateau sur les caractéristiques chimiques des liquides.

Une telle influence du système d'alimentation est compatible avec les modèles proposés pour la structure du plateau Caraïbe (Kerr et al., 1997; Kerr et al., 1998). Selon ces modèles, l'augmentation, au fur et à mesure de la mise en place du plateau, de la hauteur de la pile volcanique permettrait le développement de systèmes magmatiques de plus grande taille (Kerr et al., 1997; Kerr et al., 1998). Ainsi, les magmas très hétérogènes de Gorgona, seraient représentatifs des premiers stades de formation du plateau. Le système magmatique, peu développé à ce stade, permettrait la remontée directe des liquides. Ensuite, le développement du système magmatique conduirait à l'homogénéisation des liquides, tels ceux qui sont échantillonnés à Curaçao.

La présence à Gorgona de gabbros, montrant des spectres de terres rares plats, plaide en faveur d'un tel contrôle par le système d'alimentation. En effet, ces deux échantillons sont formés par un processus de « pooling » des liquides (cf. annexe 1, Fig. 10.18, p. 246). Il est donc envisageable que, localement, le système d'alimentation de Gorgona ait permis l'homogénéisation de liquides.

En revanche, Gorgona et Curaçao se forment pendant le même épisode de magmatisme à 88-90 Ma (Sinton et al., 1998; Walker et al., 1999). Les âges mesurés sur les échantillons de Curaçao (Sinton et al., 1998; Walker et al., 1999) et de Gorgona (Sinton et al., 1998; Walker et al., 1999) sont proches. Les systèmes magmatiques de ces deux sites devraient donc être à deux stades de développement identiques. Cependant, les incertitudes sur ces âges sont importantes et sont peut-être supérieures au temps de formation des empilements volcaniques. En effet, de nombreux travaux ont montré que dans le cas des trapps continentaux, les taux d'éruption sont très importants. Des empilements de plusieurs kilomètres de laves sont formés en des temps très courts (<1 Ma, Duncan & Pyle (1988); Coffin & Eldholm (1994); Duncan et al., (1997)). Ainsi, le degré de précision de ces âges n'est pas suffisant pour déterminer une chronologie précise.

Cependant, nous avons montré que le cœur du panache est un site d'échantillonnage du composant appauvri du panache. Si les picrites de Curaçao étaient formées au cœur du panache, des compositions isotopiques appauvries seraient observées, ce qui n'est pas le cas. Soulignons toutefois que ceci implique que l'échantillonnage soit représentatif. Par ailleurs, il est possible que le « pooling » des liquides masque l'information concernant le composant appauvri. En effet, la composition de ces liquides est dominée par les premiers stades de fusion, les plus enrichis.

8.6. Résumé : zonation d'une tête de panache

Le cœur et les bordures de la tête du panache présentent des caractéristiques distinctes. Ces dernières sont résumées dans le tableau 8.2 et représentées schématiquement sur la figure 8.4.

	<i>Cœur</i>	<i>Bordure</i>
	<i>Gorgona</i>	<i>Curaçao</i>
Source	Composants appauvri et enrichi	Composants appauvri et enrichi
Température	Très élevée, T=1480-1680 °C 200-400°C>manteau supérieur	Moins élevée T=1380-1580° C ? 100-300°C>manteau supérieur ?
Processus de fusion	Fusion critique	Fusion critique
Taux de fusion	Elevé (F=16-25 %)	Plus faible (F=10-12 %)
Profondeur de fusion	Elevée (P≈120-90 km)	Moins élevée (P<90-100 km)
Composant dominant	Appauvri	Enrichi
Système d'alimentation	Extraction	« Pooling »
Liquides	Ultra-magnésiens (MgO 20-27 %)	Basaltiques (MgO 10-13 %)
Spectres d'éléments traces	Appauvris $((La/Yb)_N \approx 0.55-0.04)$	Plats $((La/Yb)_N \approx 1)$
Compositions isotopiques	Appauvries $(\epsilon_{Nd} \approx +9-+10)$	Moins appauvries $(\epsilon_{Nd} \approx +6-+7)$

Tableau 8.2 Résumé des différentes caractéristiques du cœur et des bordures de la tête du panache.

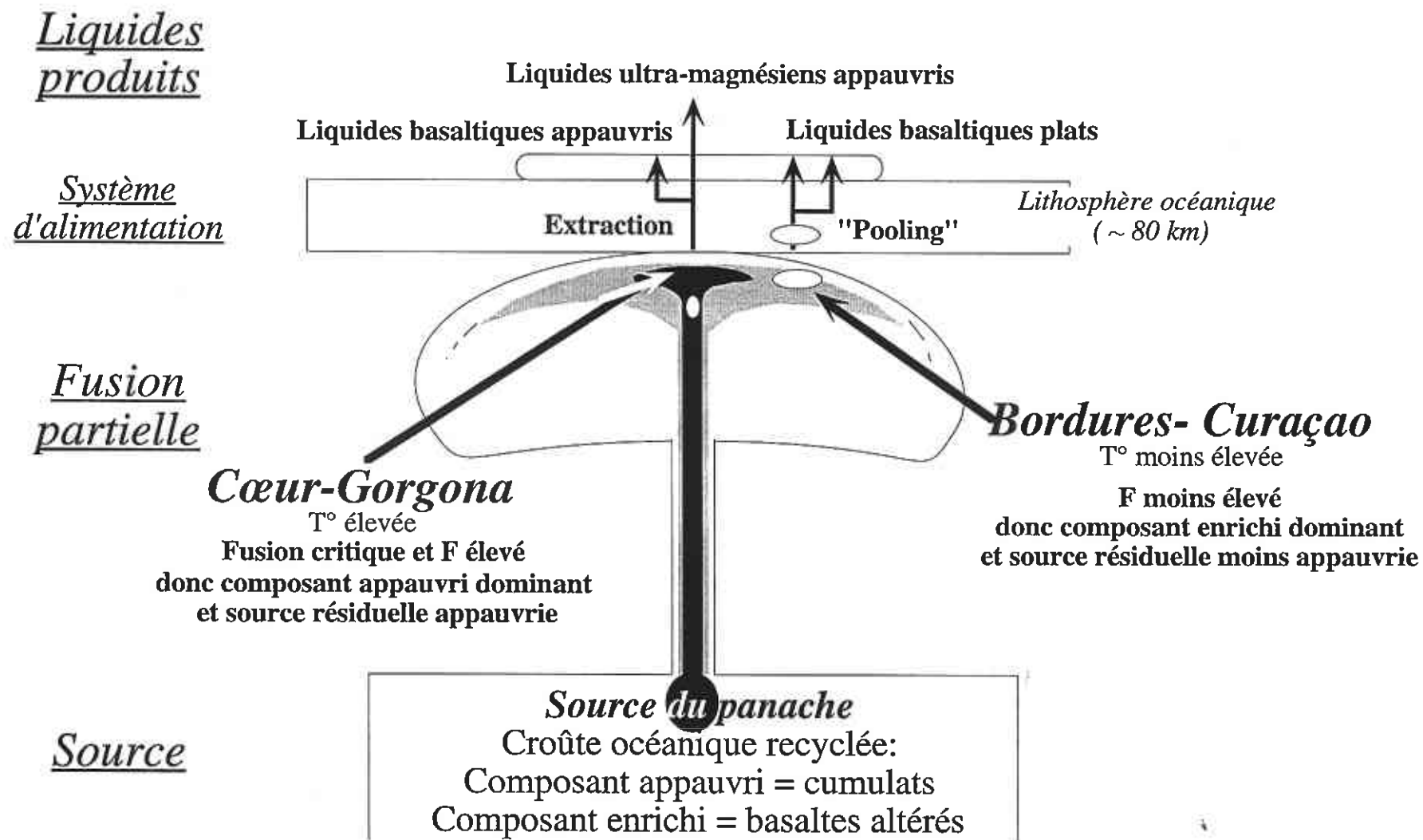


Figure 8.4 Représentation schématique de la zonation de la tête du panache et des liquides produits.

Selon un tel modèle, une tête de panache présente une zonation interne forte. La tête se différencie chimiquement entre un cœur très appauvri par des extractions successives de liquides, et des bordures plus enrichies. Cette zonation chimique est contrôlée par les processus de fusion. Dans les deux cas, le processus est la fusion fractionnée ou critique, les différences sont liées au taux de fusion : élevé au cœur et faible sur les bordures. La zonation thermique entraîne une variation de la nature des liquides produits. Quand le cœur fond, les liquides sont ultra-magnésiens et quand les bordures fondent, ils sont plutôt basaltiques. La zonation isotopique est sans doute apparente et liée à un échantillonnage différentiel des deux composants. Le premier est appauvri et plus réfractaire, il n'est échantillonné qu'au cœur. Le second est moins réfractaire et fond aussi bien au cœur que dans les bordures. Il est probable que ces deux composants soient présents dans l'ensemble de la tête du panache et qu'ils soient tous deux caractéristiques de la source du panache. Ces composants représentent, selon notre interprétation, des parties différentes d'une croûte océanique recyclée.

Le deuxième contrôle est lié au système d'alimentation qui entraîne le « pooling » des liquides ou non. En effet, les liquides ne sont pas tous primaires et leur caractère basaltique peut être lié à une différenciation. S'ils sont homogénéisés (« pooled »), comme à Curaçao ainsi que pour la majorité des basaltes du plateau, les magmas acquièrent des spectres de terres rares plats. Dans de rares occasions, comme à Gorgona, les magmas produits dans le cœur du panache par des taux de fusion élevés sont extraits rapidement. Ils se mettent en place en surface sans être homogénéisés et préservent ainsi l'appauvrissement extrême des liquides primaires critiques.

9. Conclusions générales et perspectives

Nous avons, au long de ce travail, étudié trois sites qui correspondent, chacun, à une portion du plateau Caraïbe. Ces sites sont l'île de Curaçao et la ride de Béata, dans les Caraïbes centrales, et l'île de Gorgona dans le Pacifique.

Les objectifs de ce travail étaient doubles. En utilisant les outils de la pétrologie et de la géochimie élémentaire et isotopique, nous avons essayé d'une part, de mieux comprendre la structure et le mode de mise en place du plateau océanique Caraïbe ; d'autre part, ce travail avait pour but de mieux caractériser la composition de la tête du panache à l'origine du magmatisme de plateau et ainsi, celle de sa source.

L'étude de chaque site apporte des éléments nouveaux à notre compréhension des plateaux océaniques. L'étude des picrites de Curaçao montre que ces roches se forment à partir d'un liquide basaltique ($\text{MgO} \approx 12\%$) et accumulent jusqu'à 55 % de cristaux d'olivine. Ces roches ne dérivent donc pas d'un liquide picritique au sens strict du terme, *i.e.*, ultra-magnésien. Elles correspondent en revanche à la définition pétrographique des picrites. Les spectres de terres rares calculés pour les magmas parents sont plats. Ces magmas se forment par un processus de « pooling » des liquides. L'épisode de fusion partielle démarre dans le champ de stabilité du grenat et le taux de fusion partielle est estimé à 10-13 %. Les compositions isotopiques de Nd des picrites de Curaçao sont homogènes autour de $\epsilon_{\text{Nd}} = +6$. Par ailleurs, la profondeur de fusion suggère que les magmas de Curaçao se sont mis en place à travers une lithosphère océanique relativement épaisse (~80 km).

La Ride topographique de Béata est constituée essentiellement par des roches plutoniques (gabbros et dolérites) et représente un complexe de sills imbriqués. Les teneurs en MgO des magmas parents ont été estimées à $\approx 10\%$ et leurs spectres de terres rares sont plats. Comme à Curaçao, ces magmas se forment par l'intermédiaire d'un processus de « pooling » des liquides. La profondeur est cependant plus faible et l'épisode de fusion partielle se déroule dans le champ de stabilité du spinelle. Le taux de fusion partielle est estimé à 10-12 %. Les compositions isotopiques de Nd des gabbros et des dolérites sont variables entre $\epsilon_{\text{Nd}} = +6$ et $+9.5$.

Le point le plus important de cette étude provient des datations radiométriques (^{40}Ar - ^{39}Ar) effectuées sur ces échantillons. Ces nouvelles données indiquent deux épisodes magmatiques sur la Ride de Béata à 76 Ma et 55 Ma. Ce dernier n'avait jamais été reporté, à ce jour, dans les Caraïbes. Les études antérieures faisaient état de deux épisodes de formation : un premier à 90 Ma, alimentant, entre autres, Curaçao et Gorgona et, un second à 76 Ma. La mise en évidence d'une activité magmatique longue, en trois épisodes majeurs (90, 76 et 55 Ma), remet en cause le lien, actuellement admis, entre le plateau Caraïbe et le point chaud des Galápagos. En effet, si une hypothèse Pacifique est admise pour la formation de la plaque Caraïbe, nous avons donc un premier épisode, à 90 Ma qui est identifié à Curaçao, Gorgona ainsi qu'à Hispaniola et Haiti. Ce

magmatisme est lié à l'activité d'un panache. Le second épisode, à 76 Ma, est identifié sur la Ride de Béata, ainsi qu'en Colombie. Le troisième épisode, à 55 Ma, n'est identifié que sur la ride de Béata. Nous proposons deux interprétations pour l'origine du magmatisme à 76 Ma. Dans la première, cet épisode est lié à l'activité d'un panache. Dans ce cas, étant donné la vitesse de la plaque Farallon (jusqu'à 10 cm par an), les roches à 90 Ma et celles à 76 Ma devraient être séparées géographiquement par environ 1500 km. Il est donc difficile de les relier à un même panache. Par ailleurs, certaines reconstructions tectoniques placent le plateau non loin de la position présumée des Galápagos à 76 Ma. Nous proposons donc que l'épisode majeur qui a formé le plateau Caraïbe soit lié à l'activité du panache de Sala y Gomez (qui devient dans ce cas le panache Caraïbe). Le plateau est ensuite entraîné et passe, à 76 Ma, au dessus des Galápagos, qui produit les magmas du deuxième épisode. Dans la seconde interprétation, les magmas à 76 Ma sont liés à une extension lithosphérique qui favorise la fusion de parties sous-plaquées de la tête du panache. Dans ce cas, l'épisode à 90 Ma est lié au panache des Galápagos et l'extension lithosphérique se produit pendant la migration du plateau vers sa position actuelle.

L'île de Gorgona est célèbre pour ses komatiites, les seules phanérozoïques connues. Elle présente aussi, cependant, une grande variété de faciès. Nous avons orienté notre étude sur deux points principaux. En premier lieu, nous avons examiné les liens entre les roches plutoniques (gabbros, dunites et wehrlites) et les roches volcaniques ultra-magnésiennes (komatiites et picrites). Nous montrons que les roches plutoniques dérivent toutes de magmas parents basaltiques (MgO entre 12 et 13.5 %) et que les roches volcaniques ultra-magnésiennes dérivent toutes de liquides ultra-magnésiens (MgO entre 20 et 27 %). Les caractéristiques en éléments traces de ces liquides sont différentes depuis des gabbros montrant des spectres de terres rares plats jusqu'à des gabbros, des dunites et des wehrlites appauvris en terres rares légères. Les komatiites et les picrites sont toutes très appauvries en terres rares légères. Nous montrons que les liquides ultra-magnésiens appauvris (komatiites) et les liquides basaltiques appauvris (gabbros, dunites et wehrlites) sont liés par un processus de cristallisation fractionnée d'olivine. Nous proposons que le système d'alimentation de Gorgona ait permis la mise en place en surface de liquides ultra-magnésiens représentés par les komatiites et les picrites. Une partie de ces liquides est cependant piégée en profondeur où ils se différencient, par fractionnement d'olivine, jusqu'à des compositions basaltiques. Ces magmas basaltiques se mettent ensuite en place, à faible profondeur, sous forme de sills. Les gabbros dérivant de liquides basaltiques et montrant des spectres de terres plats se mettent en place par l'intermédiaire d'un système d'alimentation différent qui a permis le « pooling » des liquides.

En second lieu, nous nous sommes attachés à étudier le mode de formation, par fusion partielle, des liquides ultra-magnésiens. Nous montrons qu'un processus de fusion critique est le seul capable de fractionner suffisamment les éléments incompatibles pour former des liquides très hétérogènes et appauvris comme ceux de Gorgona. Les épisodes de fusion partielle démarrent tous dans le champ de stabilité du grenat. Dans le cas d'un groupe de komatiites (G2) et des picrites, ils se poursuivent cependant dans le champ de stabilité du spinelle. Les taux de fusion partielle sont estimés à 16-18 % pour les komatiites et ≈25 % pour les picrites. Les compositions isotopiques de Nd des échantillons de Gorgona mettent en évidence deux pôles

extrêmes. Le premier est dit « enrichi » avec des ϵ_{Nd} autour de +6, le second est appauvri avec des ϵ_{Nd} autour de +10.

D'un point de vue plus global, ces différents travaux amènent une meilleure compréhension de la composition et de la structure de la tête du panache à l'origine de plateau Caraïbe. Par l'étude des caractéristiques en éléments traces des magmas parents, deux grands types de liquides sont définis : (a) les liquides ultra-magnésiens appauvris, formés à grande profondeur, par des taux de fusion critique avancés ; (b) les liquides basaltiques montrant des spectres de terres rares plats, formés à moindre profondeur et par des taux de fusion partielle plus faibles. La nature des liquides produits est une indication sur la température de la source. Ainsi, chaque type de liquide peut être lié à un site de fusion distinct dans la tête du panache : dans le cœur du panache, les liquides sont ultra-magnésiens et dans les bordures, les liquides sont plutôt basaltiques.

Les modélisations de fusion partielle montrent qu'à partir de la même source les deux types de liquides peuvent être formés : les liquides appauvris par une fusion critique et les liquides montrant des spectres de terres rares plats, par l'homogénéisation (« pooling ») de liquides formés par fusion fractionnée, ou critique. Nous proposons donc que la source était constituée par les deux composants appauvri et enrichi.

Nous proposons aussi que ces deux composants sont caractéristiques de la source du panache. Selon notre interprétation, le composant enrichi représente la partie basaltique, altérée, d'une croûte océanique recyclée. C'est pourquoi il montre une tendance vers les caractéristiques d'un pôle HIMU. Elle n'est cependant pas clairement exprimée par les isotopes du Pb. Le composant appauvri représente, lui, les parties inférieures, non altérées, d'une croûte océanique recyclée.

Les liquides ultra-magnésiens ont principalement des compositions isotopiques de Nd appauvries, ce qui montre que le composant appauvri est préférentiellement échantillonné au cœur du panache. Ceci est lié au processus de fusion partielle critique opérant. Quand la fusion partielle progresse dans la tête du panache, le composant enrichi, moins réfractaire, fond en premier. Les liquides ainsi produits sont extraits et l'augmentation du taux de fusion partielle entraîne l'élimination progressive du composant enrichi. Quand les taux de fusion partielle requis pour la formation de liquides ultra-magnésiens sont atteints, c'est le composant appauvri, réfractaire, qui fond. Sur les bordures en revanche, les taux de fusion partielle sont moindres et le composant enrichi est préférentiellement échantillonné.

Ensuite, les liquides formés sont soit extraits directement et conservent ainsi leur hétérogénéité, soit homogénéisés (« pooled ») pendant leur remontée vers la surface.

A l'issue de ce travail, les points principaux sont :

- (a) la remise en cause du lien entre le plateau océanique Caraïbe et le point chaud des Galápagos ;
- (b) la complexité du système d'alimentation d'un plateau océanique ;
- (c) la zonation interne forte de la tête du panache, tant du point de vue chimique que thermique et isotopique.

Chacun de ses points ouvre des perspectives pour la poursuite d'une meilleure connaissance des plateaux océaniques. La complexité du plateau Caraïbe soulève de nombreux problèmes concernant les reconstructions géodynamiques. De plus, l'origine du plateau Caraïbe, *i.e.*, le panache source, reste débattue. L'issue de ce problème passe par une meilleure compréhension des mouvements de plaques lithosphériques dans le Pacifique pour la période allant du Crétacé au début de l'Eocène. Ceci passe aussi par une meilleure connaissance de l'âge des différentes phases de magmatisme et des âges d'accrétion des portions du plateau.

L'étude des relations entre les roches volcaniques et plutoniques est une approche puissante pour étudier le système d'alimentation des plateaux. Une meilleure connaissance de la circulation, du transport et de l'évolution des magmas permettrait une meilleure compréhension de la structure des plateaux océaniques, structure qui n'est connue à ce jour que par les études géophysiques. De même, elle entraînerait une meilleure estimation de la composition globale des plateaux.

En ce qui concerne la structure et la composition de la tête du panache, de nombreux points resteraient à préciser. En effet, la nature, l'origine et les proportions des différents composants restent encore débattues. Dans ce travail, nous avons montré que les processus de fusion partielle jouent un rôle prépondérant sur les caractéristiques chimiques des magmas. Une meilleure connaissance de la composition des panaches et de leurs sources passe sans doute par une meilleure connaissance de ces processus.

Bibliographie

- Abouchami, W. & Hofmann, A.W., 1998. Triple-spike Pb isotope data on Hawaii Scientific Drilling Project (HSDP) lavas: the roles of upper mantle and lower oceanic crust. *Mineral. Mag.*, 62A(1): 5-6.
- Allègre, C.J. & Turcotte, D.L., 1985. Geodynamic mixing in the mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands. *Geophys. Res. Lett.*, 12: 207-210.
- Anderson, D.L., 1994. Komatiites and picrites: Evidence that the 'plume' source is depleted. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128(3-4): 303-311.
- Anderson, D.L., 1995. Lithosphere, Asthenosphere, and Perisphere. *Rev. Geophys.*, 33(1): 125-149.
- Armstrong, R.L., 1981. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near steady-state no-continental-growth Earth. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 301: 443-472.
- Arndt, N.T., Czamanske, G.K., Wooden, J.L. & Fedorenko, V.A., 1993. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, 223(1-2): 39-52.
- Arndt, N.T., Kerr, A.C. & Tarney, J., 1997. Dynamic melting in plume heads: the formation of Gorgona komatiites and basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146: 289-301.
- Ayalew, D., 1999. *Pétrologie et géochimie des ignimbrites Alaji des hauts plateaux Ethiopien: source, chronologie et implications environnementales*. PhD Thesis, 176 pp.
- Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P., M. Ernesto, A.M., Pacca, I.G. & Piccirillo, E.M., 1984. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Parana Plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *J. Petrol.*, 35: 579-618.
- Bickle, M.J., 1982. The magnesium contents of komatiitic liquids. In: N.T. Arndt and E.G. Nisbet (Editors), *Komatiites*. George Allen and Unwin, London, pp. 479-494.
- Boudier, F., 1991. Olivine xenocrysts in picritic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109: 114-123.
- Burke, K., Fox, P. & Sengör, A.M.C., 1978. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *J. Geophys. Res.*, 83: 3949-3954.
- Campbell, I.H. & Griffiths, R.W., 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99: 79-93.

- Campbell, I.H. & Griffiths, R.W., 1993. The evolution of the mantle's chemical structure. *Lithos*, 30: 389-399.
- Chase, C.G., 1981. Oceanic island lead: two-stage histories and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52: 277-284.
- Chauvel, C. & Hémond, C., 1999. Melting of a complete section of recycled oceanic crust: trace element and Pb isotopic evidence in Iceland. G3, In Press.
- Chauvel, C., Hofmann, A.W. & Vidal, P., 1992. HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110: 99-119.
- Chopelas, A., Beohler, R. & Boehler, K.T., 1994. Thermodynamics and behavior of γ - Mg_2SiO_4 at high pressure: implications for Mg_2SiO_4 phase equilibrium. *Phys. Chem. Minerals*, 21: 351-359.
- Cloos, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105: 715-737.
- Coffin, M.F. & Eldholm, O., 1993. Scratching the surface: estimating dimensions of large igneous provinces. *Geology*, 21: 515-518.
- Coffin, M.F. & Eldholm, O., 1994. Large Igneous Provinces: Crustal Structure, Dimensions, and External Consequences. *Rev. Geophys.*, 32: 1-36.
- Cohen, R.S. & O'Nions, R.K., 1982. The lead, neodymium and strontium isotopic structure of Ocean Ridge basalts. *J. Petrol.*, 23: 299-324.
- Cordery, M.J., Davies, G.F. & Campbell, I.H., 1997. Genesis of flood basalts from eclogite-bearing mantle plumes. *J. Geophys. Res.*, 102: 20,179-20,197.
- Courtillot, V., Féraud, G., Maluski, H., Vandamme, D., Moreau, M.G. & Besse, J., 1988. Deccan flood basalts and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 333: 843-846.
- Cox, K.G., 1980. A model for flood basalt volcanism. *J. Petrol.*, 21: 629-650.
- Cox, K.G., 1987. Postulated restite fragments from Karoo picrite basalts : their bearing on magma segregation and mantle deformation. *J. Geol. Soc. London*, 144: 275-280.
- Cox, K.G., 1988. The Karoo Province. In: J.D. Macdougall (Editor), *Continental Flood Basalts*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- Creager, K.C. & Jordan, T.H., 1986. Slab penetration into the lower mantle beneath the Mariana and other island arcs of the northwest Pacific. *J. Geophys. Res.*, 91: 3573-3589.

- Davies, G.F., 1990. Mantle plumes, mantle stirring and hotspot chemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99: 94-109.
- Davies, G.F. & Richards, M.A., 1992. Mantle convection. *J. Geol.*, 100: 151-206.
- DePaolo, D.J., 1988. Neodymium isotope geochemistry: an introduction. Springer Verlag, New York.
- Devey, C.W., Albarede, F., Cheminée, J.-L., Michard, A., Mühe, R. & Stoffers, P., 1990. Active submarine volcanism on the Society hotspot swell (West Pacific): a geochemical study. *J. Geophys. Res.*, 95(B4): 5049-5066.
- Donnelly, T.W., 1985. Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region. In: F.G. Stehli and S.D. Webb (Editors), *The great American biotic interchange*, pp. 89-121.
- Donnelly, T.W., Melson, W., Kay, R. & Rogers, J.J.W., 1973. Basalts and dolerites of late Cretaceous age from the Central Caribbean., *Proc. ODP Init. Report. Ocean Drilling Program*, College Station, TX.
- Duncan, R.A. & Hargraves, R.B., 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In: W.E. Bonini, R.B. Hargraves and R. Shagam (Editors), *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Geological Society of America Memoir, Boulder Co, pp. 81-84.
- Duncan, R.A., Hooper, P.R., Rehacek, J., Marsh, J.S. & Duncan, A.R., 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *J. Geophys. Res.*, 102: 18,127-18,138.
- Duncan, R.A., McCulloch, M.T., Barczus, H.G. & Nelson, D.R., 1986. Plume versus lithospheric sources for the melts at Ua Pou, Marquesas Island. *Nature*, 303: 142-146.
- Duncan, R.A. & Pyle, D.G., 1988. Rapid eruption of the Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 333: 841-843.
- Dupré, B. & Echeverria, L.M., 1984. Pb isotopes of Gorgona island (Colombia): isotopic variations correlated with magma type. *Earth Planet Sci Lett.*, 67: 186-190.
- Dupuy, C., Dostal, J. & Boivin, P.A., 1986. Geochemistry of ultramafic xenoliths and their host alkali basalts from Tallant, Southern Spain. *Mineral. Mag.*, 50: 231-239.
- Echeverria, L.M., 1980. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Columbia: Field relations and geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 253-266.
- Eiler, J.M., Farley, K.A., Valley, J.W., Hauri, E., Craig, H., Hart, S.R. & Stolper, E.M., 1997. Oxygen isotope variations in ocean island basalt phenocrysts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61(11): 2281-2293.

- Elliot, T.R., Hawkesworth, C.J. & Gronvold, K., 1991. Dynamic melting of the Iceland Plume. *Nature*, 363: 201-206.
- Farnetani, C.G. & Richards, M.A., 1995. Thermal entrainment and melting in mantle plumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136: 251-267.
- Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardarson, B.S. & Taylor, R.N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 153: 197-208.
- Frey, F.A., Coffin, M.F. & Wallace, P.J., 2000. Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*
- Galer, S.J.G. & O'Nions, R.K., 1985. Residence time of thorium, uranium and lead in the mantle with implications for mantle convection. *Nature*, 316: 778-782.
- Gansser, A., 1950. Geological and petrological notes on Gorgona Island in relation to North-West S. America. *Schweiz Mineral Petrol. Mitt.*, 30: 219-237.
- Gansser, A., Dietrich, V.J. & Cameron, W.E., 1979. Paleogene komatiites from Gorgona Island. *Nature*, 278: 545-546.
- Gast, P.W., 1968. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32: 1057-1086.
- Gladchenko, T.P., Coffin, M.F. & Eldholm, O., 1997. Crustal structure of the Ontong-Java plateau: modeling of new gravity and existing seismic data. *J. Geophys. Res.*, 102(B10): 22,711-22,729.
- Green, T.H., 1994. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis-Sedona 16 years later. *Chem. Geol.*, 117: 1-36.
- Griffiths, R.W. & Campbell, I.H., 1990. Stirring and structure in mantle starting plumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99: 66-78.
- Gurenko, A.A. & Chaussidon, M., 1995. Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Icelandic tholeiites: origin by continuous melting of a single mantle column. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59(14): 2905-2917.
- Hards, V.L., Kempton, P.D. & Thompson, R.N., 1995. The heterogeneous Iceland plume: new insights from the alkaline basalts of Snæfells volcanic centre. *J. Geol. Soc. London*, 152(6): 1003-1010.
- Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A. & Whitehead, J.A., 1992. Mantle Plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256.

Hauff, F.K., Hoernle, H., Schminke, U. & Werner, R.A., 1997. Mid-Cretaceous origin for the Galapagos hotspot: volcanological, petrological and geochemical evidence from Costa Rican oceanic crustal fragments. *Geol. Rundsch.*, 86: 141-155.

Hauri, E.H., Whitehead, J.A. & Hart, S.R., 1994. Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. *J. Geophys. Res.*, 99(B12): 24,275-24,300.

Hémond, C., Arndt, N.T., Lichtenstein, U., Hofmann, A.W., Oskarsson, N. & Steinthorsson, S., 1993. The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotopes and trace element constraints. *J. Geophys. Res.*, 98(B9): 15833-15850.

Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 297-314.

Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219-229.

Hofmann, A.W. & White, W.M., 1982. Mantle Plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57: 421-436.

Hooper, P.R., 1990. The timing of crustal extension and the eruption of continental flood basalts. *Nature*, 345: 246-249.

Hurley, P.M., 1968. Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32: 1025-1030.

Johnson, K.T., Dick, H.J.B. & Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *J. Geophys. Res.*, 95(B3): 2661-2678.

Kamiya, S., Miyatake, T. & Hirahara, K., 1988. How deep can we see the high velocity anomalies beneath the Japan islands ? *Geophys. Res. Lett.*, 15: 828-831.

Kent, R.W., Storey, M. & Saunders, A.D., 1992. Large igneous provinces: sites of plume impact or plume incubation? *Geology*, 20: 891-894.

Kerr, A.C., Marriner, G.F., Arndt, N.T., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D. & Duncan, R., 1996a. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: New field, petrographic and geochemical constraints. *Lithos*, 37: 245-260.

Kerr, A.C., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F. & Sinton, C.W., 1997. Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *J. Petrol.*, 38(6): 677-702.

Kerr, A.C., Saunders, A.D., Tarney, J., Berry, N.H. & Hards, V.L., 1995. Depleted mantle plume geochemical signatures: No paradox for plume theories. *Geology*, 23: 843-846.

Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Klaver, G.T., Saunders, A.D. & Thirlwall, M.F., 1996b. The geochemistry and petrogenesis of the late Cretaceous picrites and basalts from Curaçao, Netherland Antilles : a remnant of an oceanic plateau. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 124: 29-43.

Kerr, A.C., Tarney, J., Nivia, A., Marriner, G.F. & Saunders, A.D., 1998. The internal structure of oceanic plateau: inferences from obducted cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean. *Tectonophysics*, 292: 173-188.

Kesson, S.E., FitzGerald, J.D. & Shelley, J.M.G., 1994. Mineral chemistry and density of subducted basaltic crust at lower mantle pressures. *Nature*, 372: 767-769.

Klaver, G.T., 1987. The Curacao lava formation: an ophiolitic analogue of the anomalously thick layer 2B of the mid-Cretaceous oceanic plateau in the western Pacific and central Caribbean. Ph.D. Thesis, University of Amsterdam.

Klein, E.M. & Langmuir, C.H., 1987. Ocean ridge basalt chemistry, axial depth, crustal thickness and temperature variations in the mantle. *J. Geophys. Res.*, 92: 8089-8115.

Langmuir, C.H., Bender, J.F., Bence, A.E., Hanson, G.N. & Taylor, S.R., 1977. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 133-156.

Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R.C., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., Mercier de Lépinay, B., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F. & Sénebier, F., 1999a. Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *J. Geophys. Res.*: In press.

Lapierre, H., Dupuis, V., Mercier de Lépinay, B., Bosch, D., Monié, P., Tardy, M., Maury, R.C., Hernandez, J. & Polvé, M., 1999b. Late Jurassic oceanic crust and upper Cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *J. Geol.*, 107(2).

Lapierre, H., Dupuis, V., Mercier de Lépinay, B., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R.C., Hernandez, J. & Loubet, M., 1997. Is the lower Duarte igneous complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean plume-generated oceanic plateau ? *J. Geol.*, 105: 111-120.

Lassiter, J.C. & Hauri, E.H., 1998. Osmium-isotope in Hawaiian lavas: evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164: 483-496.

Machetel, P. & Weber, P., 1991. Intermittent layered convection in a mantle model with an endothermic phase change at 670 km. *Nature*, 350: 55-57.

Mahoney, J.J., 1987. An isotopic survey of Pacific oceanic plateaus: implications for their nature and origin. , 43: 207-220.

Mahoney, J.J., 1988. Deccan Traps. In: J.D. Macdougall (Editor), Continental Flood Basalts. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.

Mahoney, J.J., Jones, W.B., Frey, F.A., Salters, V.J.M., Pyle, D.G. & Davies, H.L., 1995. Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and southernmost Kerguelen Plateau: Cretaceous plateau volcanism in the Southeast Indian Ocean. *J. Chem. Geol.*, 120(3-4): 315-345.

Mahoney, J.J., Storey, M., Duncan, R.A., Spencer, K.J. & Pringle, M., 1993. Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau. In: W.H. Berger, L.W. Kroenke and L.A. Mayer (Editors), Proc. ODP Sci. Res. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 3-22.

Mauffret, A. & Leroy, S., 1997, Intraplate deformation in the Caribbean region. *J. Geodynamics*, 21(1): 113-122.

Mauffret, A., Leroy, S., Villa, J-M., Hallot, E., Mercier de Lépinay, B., and Duncan, R. A., 1999, Diving submersible survey of the central Caribbean Igneous Province reveals the internal structure and composition of an oceanic plateau.: *J. Geophys. Res.*, Submitted.

McKenzie, D.P. & Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.*, 29: 625-679.

Meschede, M., 1998. The impossible Galapagos connection: geometric constraints for a near-American origin of the Caribbean plate. *Geol. Rundsch.*, 87: 200-205.

Meschede, M. & Frisch, W., 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296: 269-291.

Morgan, W.J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42-43.

Neal, C.R., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W., Duncan, R.A. & Petterson, M.G., 1997. The Ontong Java Plateau. In: J.J. Mahoney and M.F. Coffin (Editors), Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. Am. Geophys. Union, Washington, pp. 183-216.

Nivia, A., 1996. Evidence for obduction in the Bolivar ultramafic complex, SW Colombia. *J. South Am. Earth Sci.*, 9: 59-68.

O'Hara, M.J., 1985. Importance of the 'shape' of the melting regime during partial melting of the mantle. *Nature*, 314: 58-61.

Palacz, Z.A. & Saunders, A.D., 1986. Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, Southwest Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 270-280.

Pindell, J.L. & Barrett, S.F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective. In: G. Dengo and J.E. Case (Editors), *The Caribbean Region. The Geology of North America*. Geological Society of America, Boulder Co, pp. 405-432.

Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman III, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., LaBrecque, J. & Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155: 121-138.

Richards, M.A., Duncan, R.A. & Courtillot, V.E., 1989a. Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails. *Science*, 246: 103-107.

Richards, M.A., Duncan, R.A. & Courtillot, V.E., 1989b. A mantle plume initiation model for the Wrangellia flood basalt and other oceanic plateaux. *Science*, 254: 263-267.

Ringwood, A.E., 1975. *Composition and petrology of the Earth's mantle*. McGraw-Hill, New York, 618 pp.

Roeder, P.L. & Emslie, R.F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29: 275-289.

Salters, V.J.M., Storey, M., Sevigny, J.H. & Whitechurch, H., 1992. Trace element and isotopic characteristics of Kerguelen-Heard Plateau basalts. In: J. S.W. Wise, A.P. Julson, R. Schlich and E. Thomas (Editors), *Proc. ODP Sci. Res. Ocean Drilling Program*, College Station, TX, pp. 55-62.

Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W. & Norry, M.J., 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions. In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society Special Publication. Geological Society, pp. 41-60.

Saunders, A.D., Tarney, J., Kerr, A.C. & Kent, R.W., 1996. The formation and fate of large igneous provinces. *Lithos*, 37: 81-95.

Schilling, J.G., 1973. Iceland mantle plume: Geochemical evidence along the Reykjanes Ridge. *Nature*, 242: 565-571.

Sen, G., Hickey-Vargas, R., Waggoner, D.G. & Maurrasse, F., 1988. Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation, southern Haiti: implications for the origin of the Caribbean Sea crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87: 423-437.

Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 237-243.

Shimizu, H., Sengen, K. & Masuda, A., 1982. Experimental study on rare-earth element partitioning in minerals formed at 20 and 30 kb for basaltic systems. *Geochem. J.*, 16: 107-117.

Sinton, C.W., Duncan, R.A. & Denyer, P., 1997. Nicoya Peninsula, Costa Rica, a single suite of Caribbean oceanic plateau. *J. Geophys. Res.*, 102(B7): 15507-15520.

Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J. & Estrada, J.J., 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 155: 221-235.

Sobolev, A.V. & Shimizu, N., 1993. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 363: 151-154.

Spadea, P., Espinosa, A. & Orrego, A., 1989. High-Mg extrusive rocks from the Romeral zone ophiolites in the southwestern Colombian Andes. *Chem. Geol.*, 77: 303-321.

Sparks, S.J., 1992. Magma generation in the Earth. In: G. Brown, C. Hawkesworth and C. Wilson (Editors), *Understanding the Earth*. University Press, Cambridge, pp. 91-114.

Stein, M. & Hofmann, A.W., 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, 372: 63-68.

Storey, M., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W. & Saunders, A.D., 1991. Are oceanic plateaus sites of komatiite formation? *Geology*, 19: 376-379.

Sun, S.-S. & McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London Spec. Pub., pp. 313-345.

Sun, S.S. & Hanson, G.N., 1975. Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalts. *Geology*, 3: 297-302.

Tackley, P.J., Steveneson, D.J., Glatzmaier, G.A. & Schubert, G., 1993. Effects of an endothermic phase transition at 670 km depth in a spherical model of convection in the Earth's mantle. *Nature*, 361: 699-704.

Taylor, S.R. & McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, 33(2): 241-265.

Taylor, S.S. & McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Blackwell S, 312 pp.

Walker, R.J., Storey, M., Kerr, A.C., Tarney, J. & Arndt, N.T., 1999. Implications of ^{187}Os isotopic heterogeneities in a mantle plume: evidence from Gorgona Island and Curaçao. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63(5): 713-728.

Weaver, B.L., 1991a. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381-397.

Weaver, B.L., 1991b. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19: 123-126.

White, R.V., Tarney, J., Kerr, A.C., Saunders, A.D., Kempton, P.D., Pringle, M.S. & Klaver, G.T., 1999. Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. *Lithos*, 46: 43-68.

White, W.M., 1985. The sources of ocean basalts: Radiogenic isotopic evidence. *Geology*, 13: 115-118.

White, W.M., En préparation. *Geochemistry*. Disponible sur le site www.geo.cornell.edu/geology/classes.

White, W.M. & Duncan, R.A., 1996. Geochemistry and geochronology of the Society islands: new evidence for deep mantle recycling. In: S.R. Hart and A. Basu (Editors), *Earth processes: reading the isotope code*. Geophysical Monograph, Washington, pp. 183-206.

White, W.M., Hofmann, A.W. & Puchelt, H., 1987. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalts. *J. Geophys. Res.*, 92: 4881-4893.

White, W.M., McBirney, A.R. & Duncan, R.A., 1993. Petrology and geochemistry of the Galápagos Islands: portrait of a pathological mantle plume. *J. Geophys. Res.*, 98: 19533-19563.

Wilson, J.T., 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.*, 41: 863-870.

Wolfe, C.J., Bjarnason, I.T., VanDecar, J.C. & Solomon, S.C., 1997. Seismic structure of the Iceland mantle plume. *Nature*, 385: 245-247.

Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 1079-1091.

Zindler, A. & Hart, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493-571.

Annexe 1

Résultats par site

10. Annexe 1 : Résultats par site

Cette annexe présente successivement pour chaque site, le résultat des calculs de composition des liquides parents (teneur en MgO et spectres de terres rares), suivi des résultats de modélisation de la fusion partielle. La première section est consacrée aux échantillons de Curaçao (section 10.1). La seconde présente les résultats obtenus sur les échantillons de la ride de Béata (section 10.2). La troisième concerne les échantillons de Gorgona (section 10.3).

10.1. Curaçao

10.1.1. Composition des liquides parents

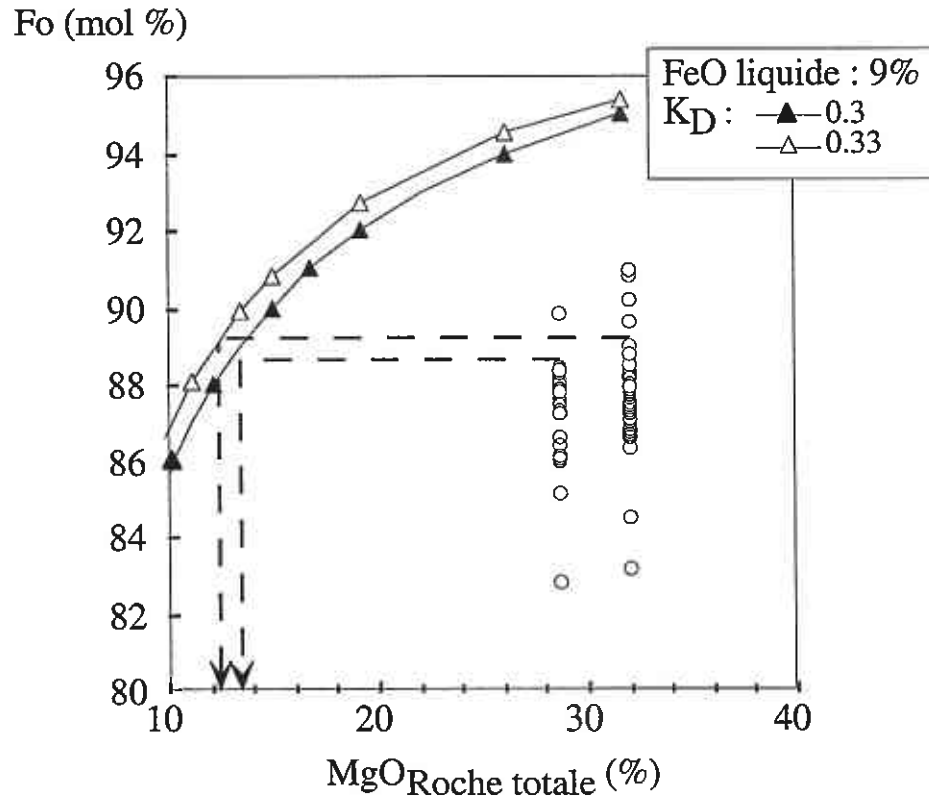


Figure 10.1 Diagramme Fo en fonction du MgO des roches totales des picrites de Curaçao. Les olivines se situent en dessous de la courbe d'équilibre indiquant une forte accumulation d'olivine. La teneur en FeO des liquides parents est estimée à 9 % (10 % du fer total étant présent sous forme Fe^{3+}) ; selon le coefficient de partage, la teneur en MgO est estimée entre 12 et 13 %.

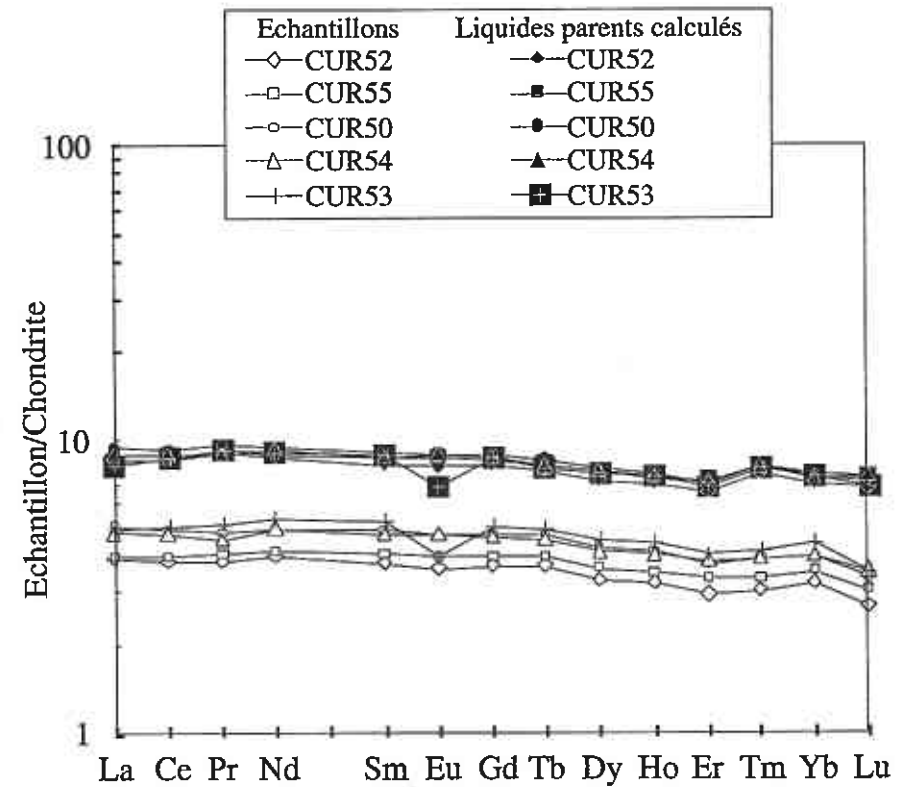


Figure 10.2 Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun & McDonough, 1989) des picrites de Curaçao (symboles ouverts) et de leurs liquides calculés à MgO=12 % (symboles pleins). Les spectres de terres rares des liquides calculés sont plats avec néanmoins, un léger appauvrissement en terres rares lourdes. Les teneurs en terres rares des liquides calculés sont supérieures à celles des échantillons.

10.1.2. Modélisation de la fusion partielle

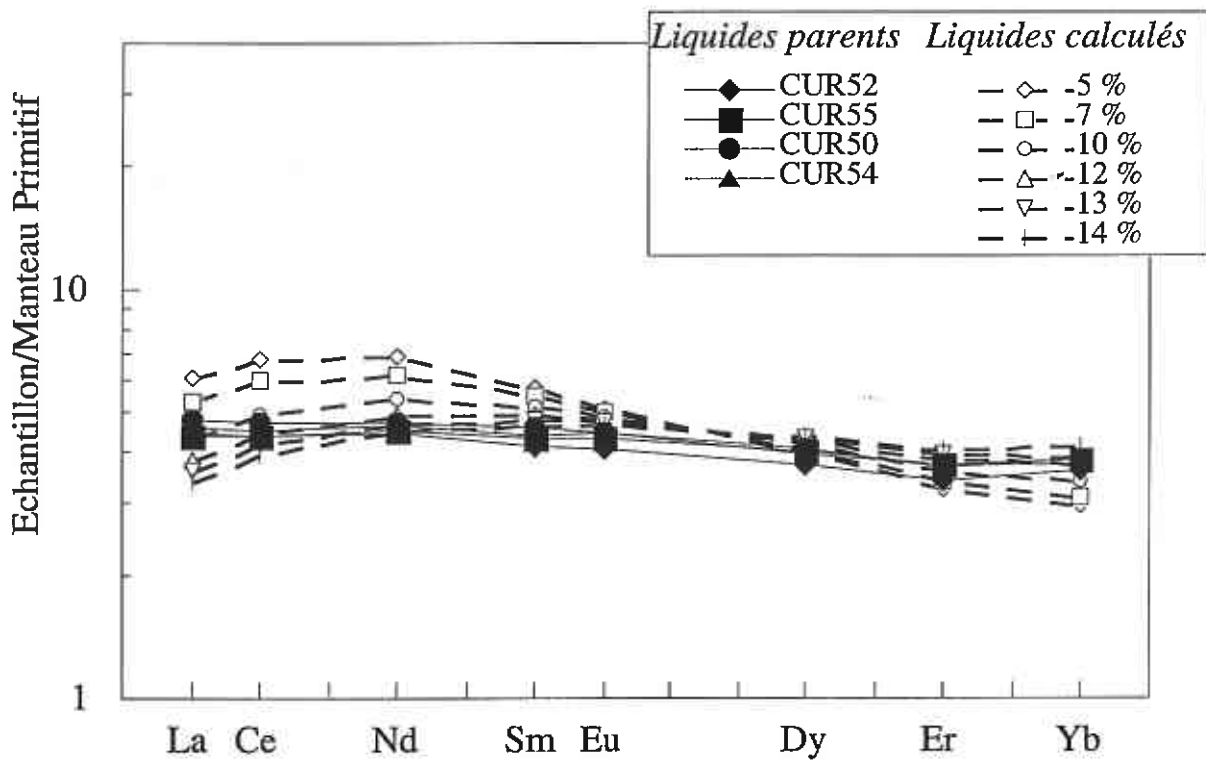


Figure 10.3 Spectres de terres rares normalisés au Manteau Primitif (Hofmann, 1988) des liquides parents calculés des picrites de Curaçao et, des compositions de liquides formés par un processus de « pooling » des liquides. La source de départ est de type « manteau appauvri » (cf. Chapitre 2, tableau 2.2, p. 38) ; et sa minéralogie est : ol : 55 % ; opx : 20 % ; cpx : 20 % et gar : 5 %. Le taux de fusion partielle est estimé entre 10 et 13 %.

10.2. Ride de Béata

10.2.1. Composition des liquides parents

Dans le cas des gabbros et des dolérites de la ride de Béata, l'altération souvent intense des échantillons ne nous a pas permis d'obtenir des analyses d'olivine fiable. La teneur en MgO du liquide a été cependant estimée à 10-12 % (cf Chapitre 4).

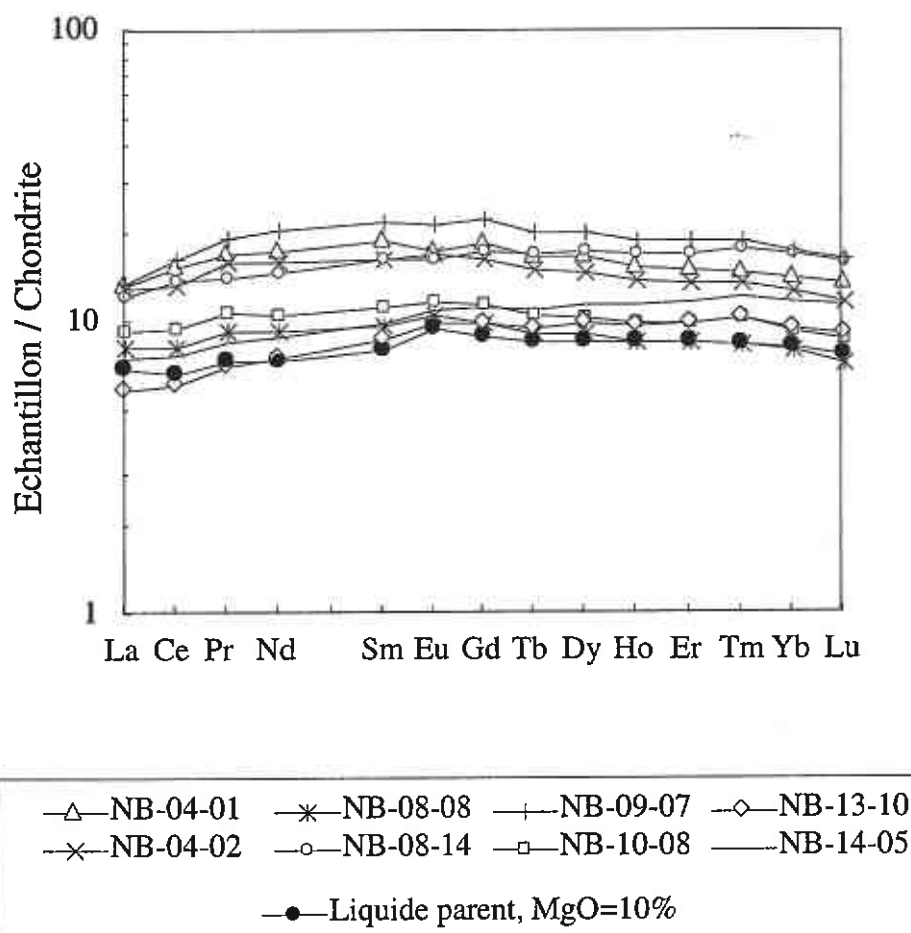


Figure 10.4 Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun & McDonough, 1989) des gabbros et dolérites et, du liquide parent calculé à MgO=10 %, de la ride de Béata. Le liquide parent a été calculé suivant la méthode adaptée de Klein & Langmuir (1987) (cf. Chapitre 2, section 2.1.2.2, p. 29). Le spectre de terres rares du liquide calculé est plat.

10.2.2. Modélisation de la fusion partielle

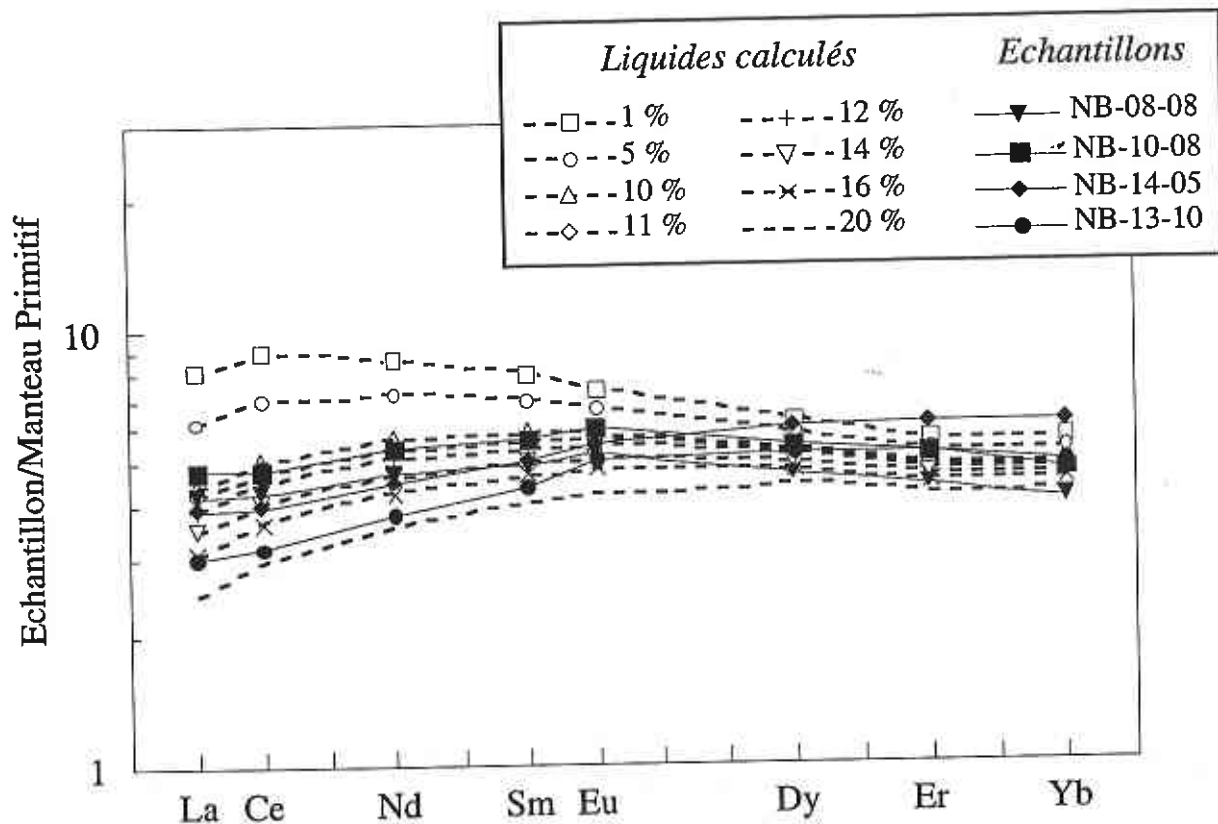


Figure 10.5 Spectres de terres rares normalisés au Manteau Primitif (Hofmann, 1988) de quatre échantillons de gabbros et de dolérites de la ride de Béata et, des compositions de liquides formés par un processus de « pooling » des liquides. La source de départ est de type « manteau appauvri » (cf. Chapitre 2, tableau 2.2, p. 38) ; et sa minéralogie est : ol : 55 % ; opx : 20 % ; cpx : 20 % et spi : 5 %. Le taux de fusion partielle est estimé entre 10 et 15 %.

10.3. Gorgona

10.3.1. Composition des liquides parents

10.3.1.1. Komatiites

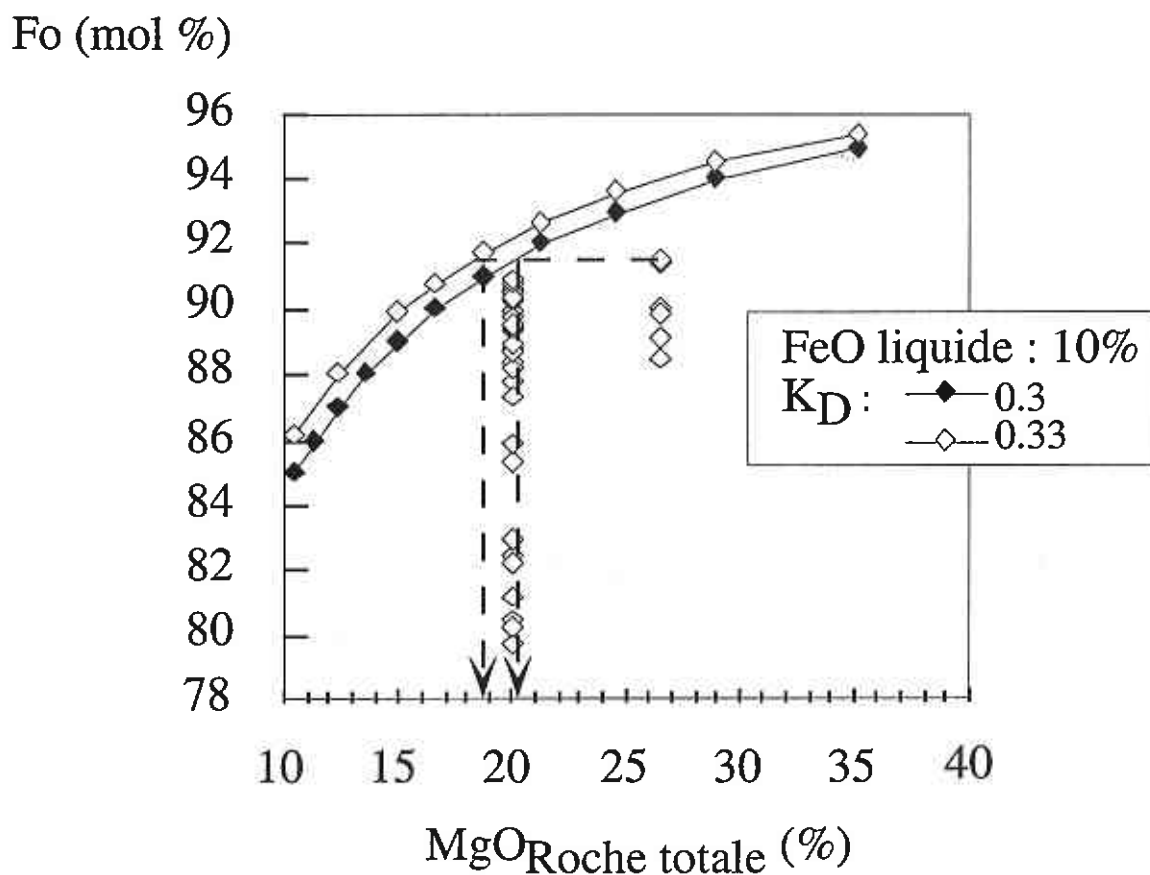


Figure 10.6 Diagramme Fo en fonction du MgO de la roche totale des komatiites de Gorgona. Sauf pour un échantillon (base de coulée), l'olivine la plus magnésienne se situe sur la courbe d'équilibre. La teneur en FeO des liquides parents est estimée à 10 % (10 % du fer total étant présent sous forme Fe³⁺) ; selon le coefficient de partage, la teneur en MgO est estimée entre 19 et 20 %.

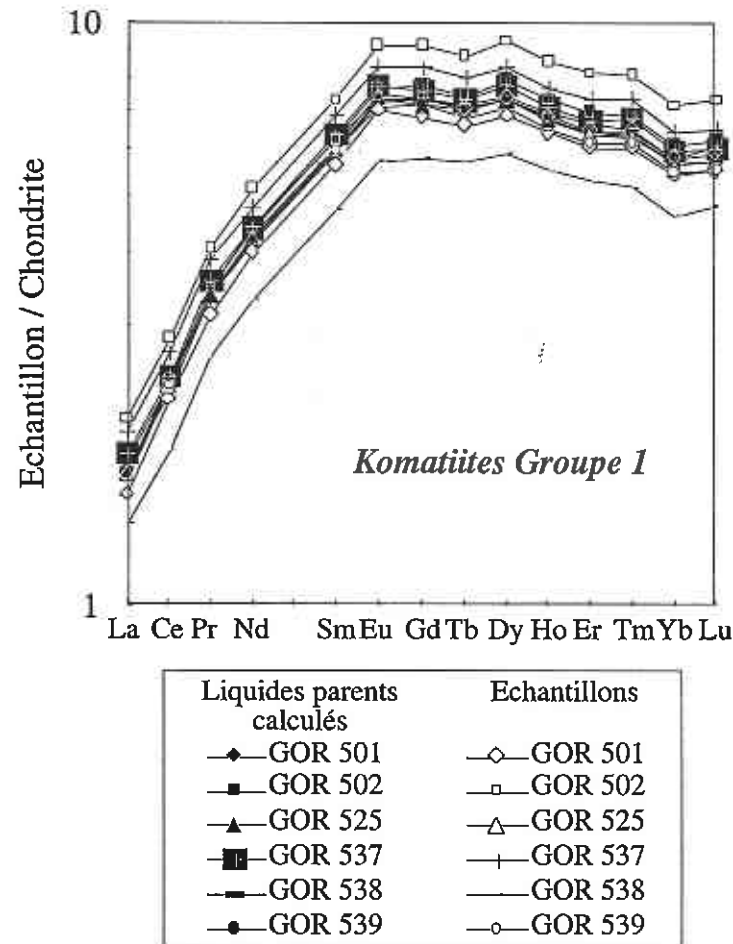


Figure 10.7 Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun & McDonough, 1989) des komatiites G1 de Gorgona (symboles ouverts) et de leurs liquides calculés à MgO=20 % (symboles pleins). Les spectres de terres rares des liquides calculés sont appauvris en terres rares légères et en terres rares lourdes.

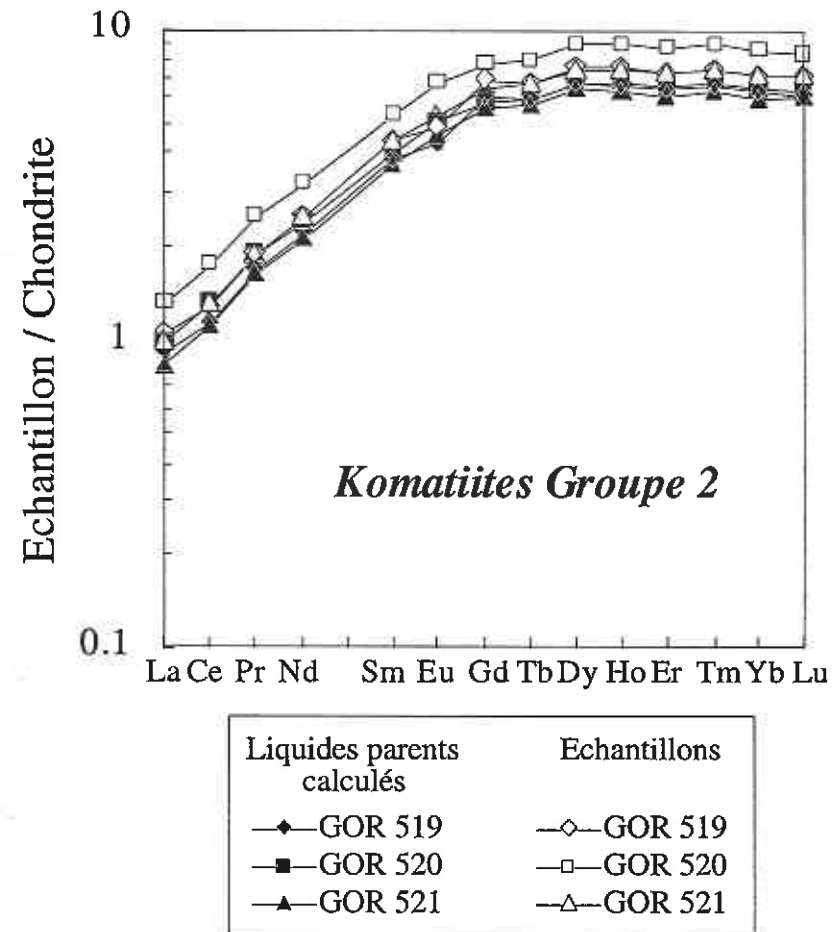


Figure 10.8 Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun & McDonough, 1989) des komatiites G2 de Gorgona (symboles ouverts) et de leurs liquides calculés à MgO=20 % (symboles pleins). Les spectres de terres rares des liquides calculés sont appauvris en terres rares légères et plats en terres rares lourdes.

10.3.1.2. Picrites

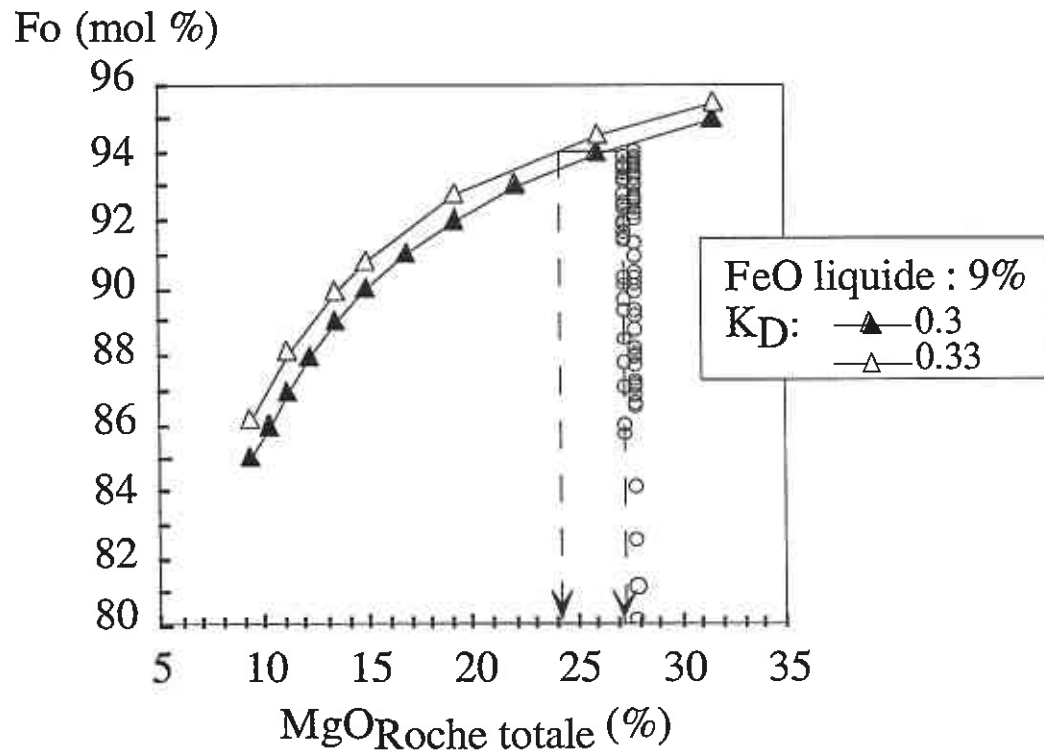


Figure 10.9 Diagramme Fo en fonction du MgO de la roche totale des picrites de Gorgona. L'olivine la plus magnésienne se situe sur la courbe d'équilibre. La teneur en FeO des liquides parents est estimée à 9 % (10 % du fer total étant présent sous forme Fe³⁺) ; selon le coefficient de partage, la teneur en MgO est estimée entre 24 et 27 %.

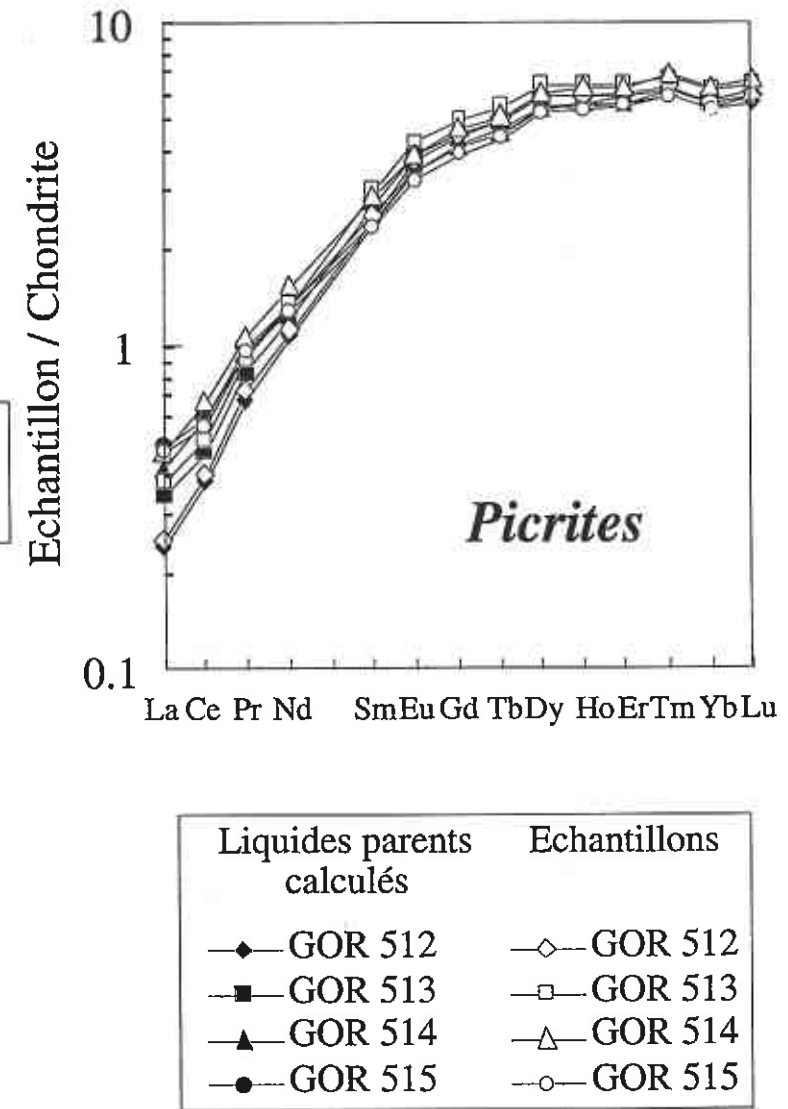


Figure 10.10 Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun & McDonough, 1989) des picrites de Gorgona (symboles ouverts) et de leurs liquides calculés à MgO = 27 % (symboles pleins). Les spectres de terres rares des liquides calculés sont très appauvris en terres rares légères et plats en terres rares lourdes.

10.3.1.3. Dunites et Wehrlites

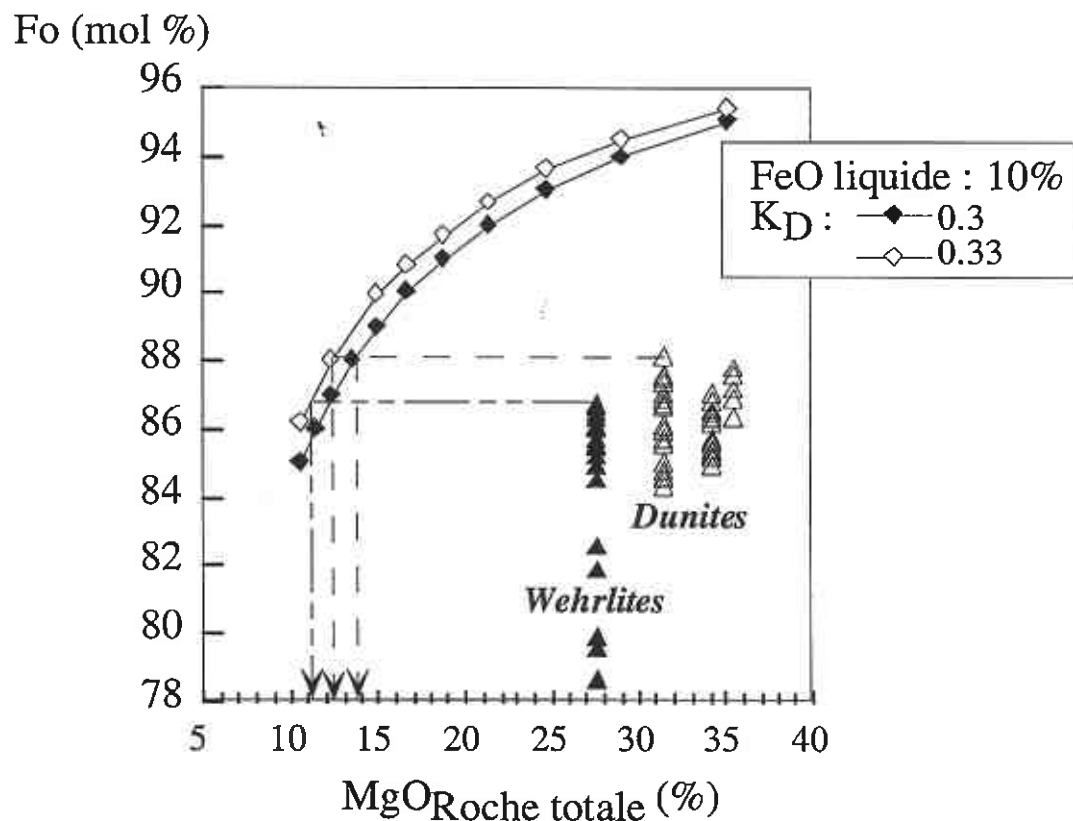


Figure 10.11 Diagramme Fo en fonction du MgO des roches totales des dunites et des wehrlites de Gorgona. Les olivines se situent en dessous de la courbe d'équilibre indiquant une accumulation d'olivine dans les deux types de roche. La teneur en FeO des liquides parents est estimée à 10 % (10 % du fer total étant présent sous forme Fe^{3+}) ; selon le coefficient de partage, la teneur en MgO est estimée, pour les dunites, entre 12 et 13.5 % et, pour les wehrlites, entre 11 et 12 %.

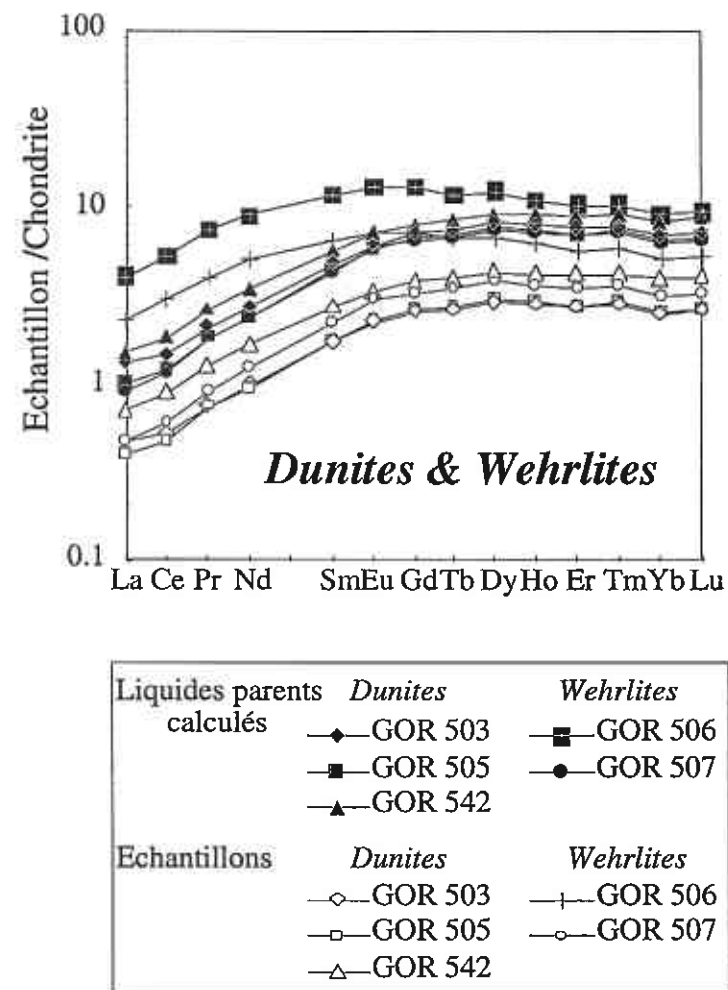


Figure 10.12 Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun & McDonough, 1989) des dunites et des wehrlites de Gorgona (symboles ouverts) et, de leurs liquides calculés respectivement à $MgO=13.5\%$ et $MgO=12\%$ (symboles pleins). Les spectres de terres rares calculés des dunites et de la wehrlite GOR 507 sont appauvris en terres rares légères et plats en terres rares lourdes ; celui de la wehrlite GOR 506 est appauvri en terres rares légères et en terres rares lourdes.

10.3.1.4. Gabbros

Fo (mol %)

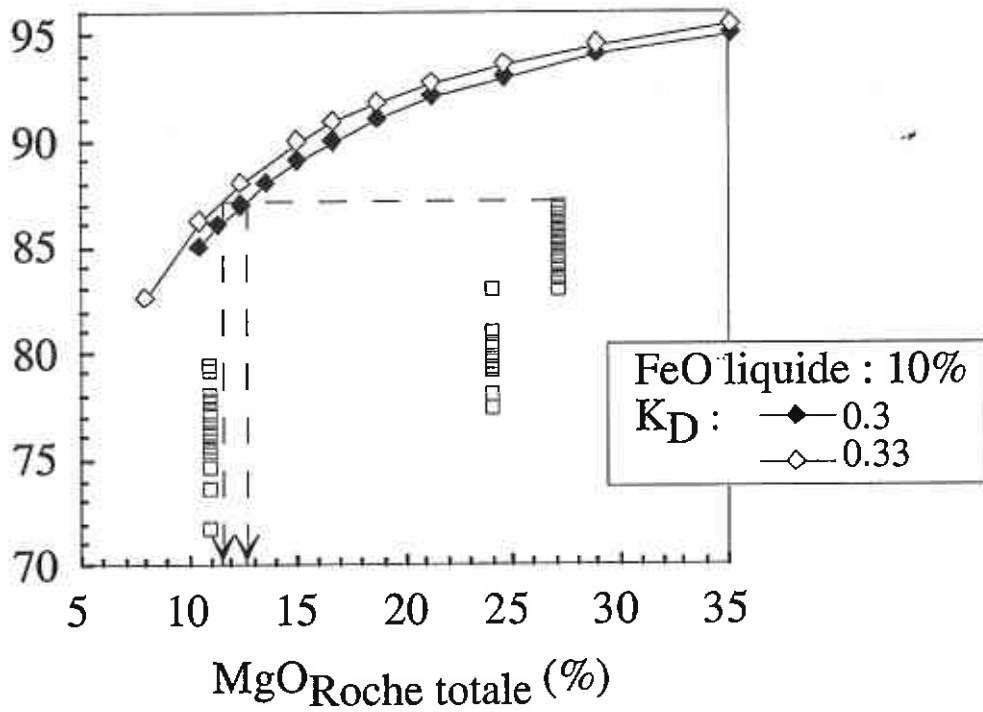


Figure 10.13 Diagramme Fo en fonction du MgO des roches totales des gabbros de Gorgona. Les olivines se situent en dessous de la courbe d'équilibre indiquant une accumulation d'olivine. La teneur en FeO des liquides parents est estimée à 10 % (10 % du fer total étant présent sous forme Fe^{3+}) ; selon le coefficient de partage, la teneur en MgO est estimée entre 11 et 12 %.

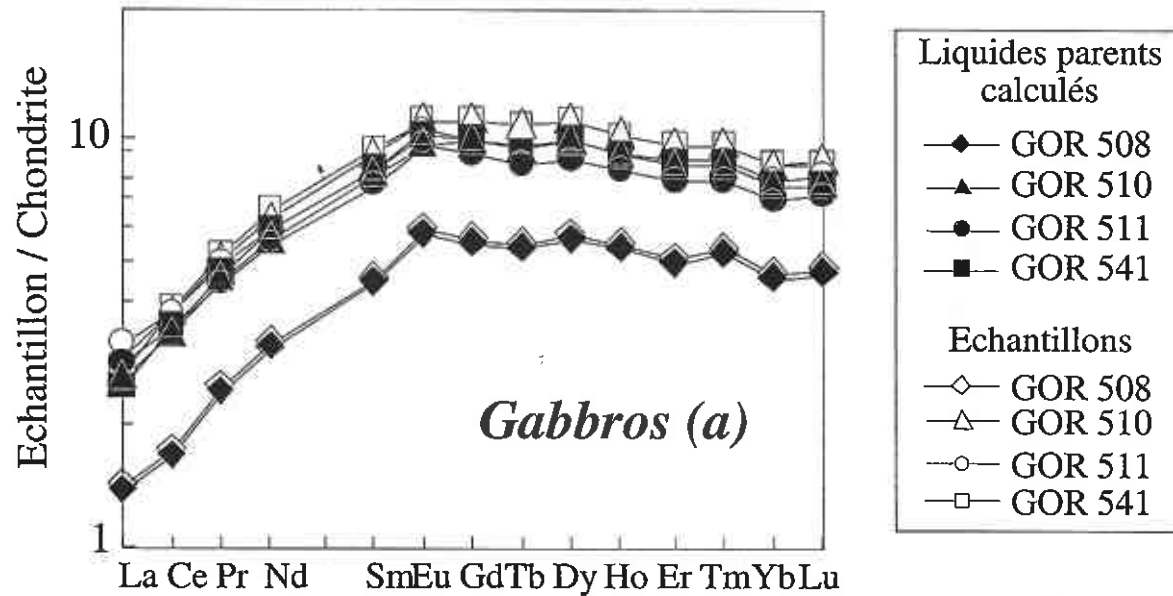
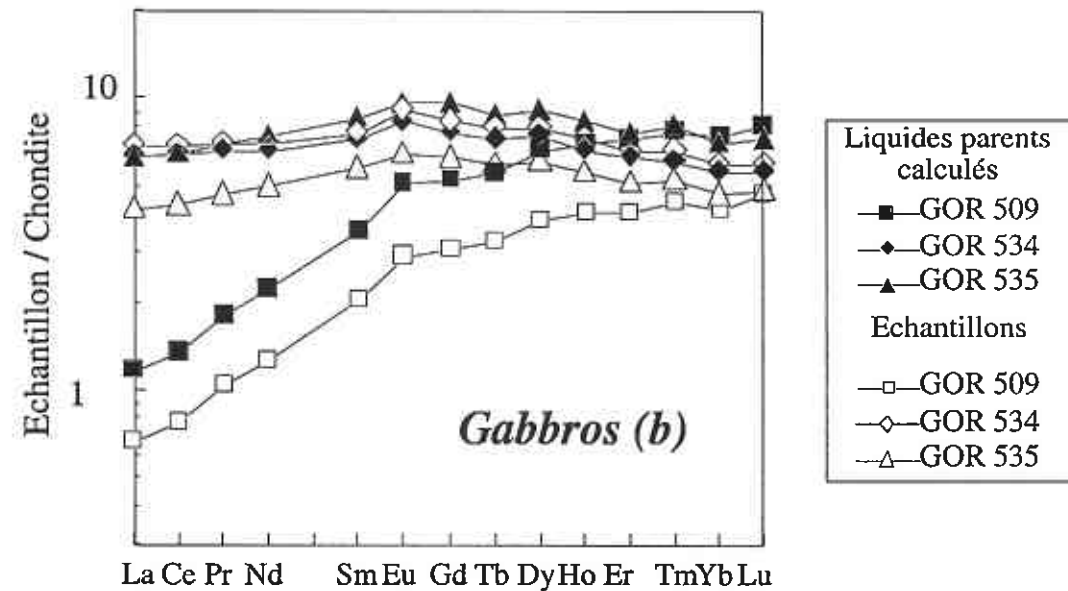


Figure 10.14 a) et b) Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun & McDonough, 1989) des gabbros de Gorgona (symboles ouverts) et, de leurs liquides calculés à MgO=12 % (symboles pleins). (a) Les spectres de terres rares calculés de ce groupe de gabbros sont appauvris en terres rares légères et en terres rares lourdes. L'échantillon GOR 508 montre des teneurs en terres rares plus faibles, probablement liées au fractionnement de clinopyroxène. (b) Deux gabbros montrent des spectres de terres rares calculés plats ; le spectre de terres rares calculé de l'échantillon GOR 509 est appauvri en terres rares légères et enrichi en terres rares lourdes.



10.3.2. Modélisation de la fusion partielle

10.3.2.1. Komatiites G1

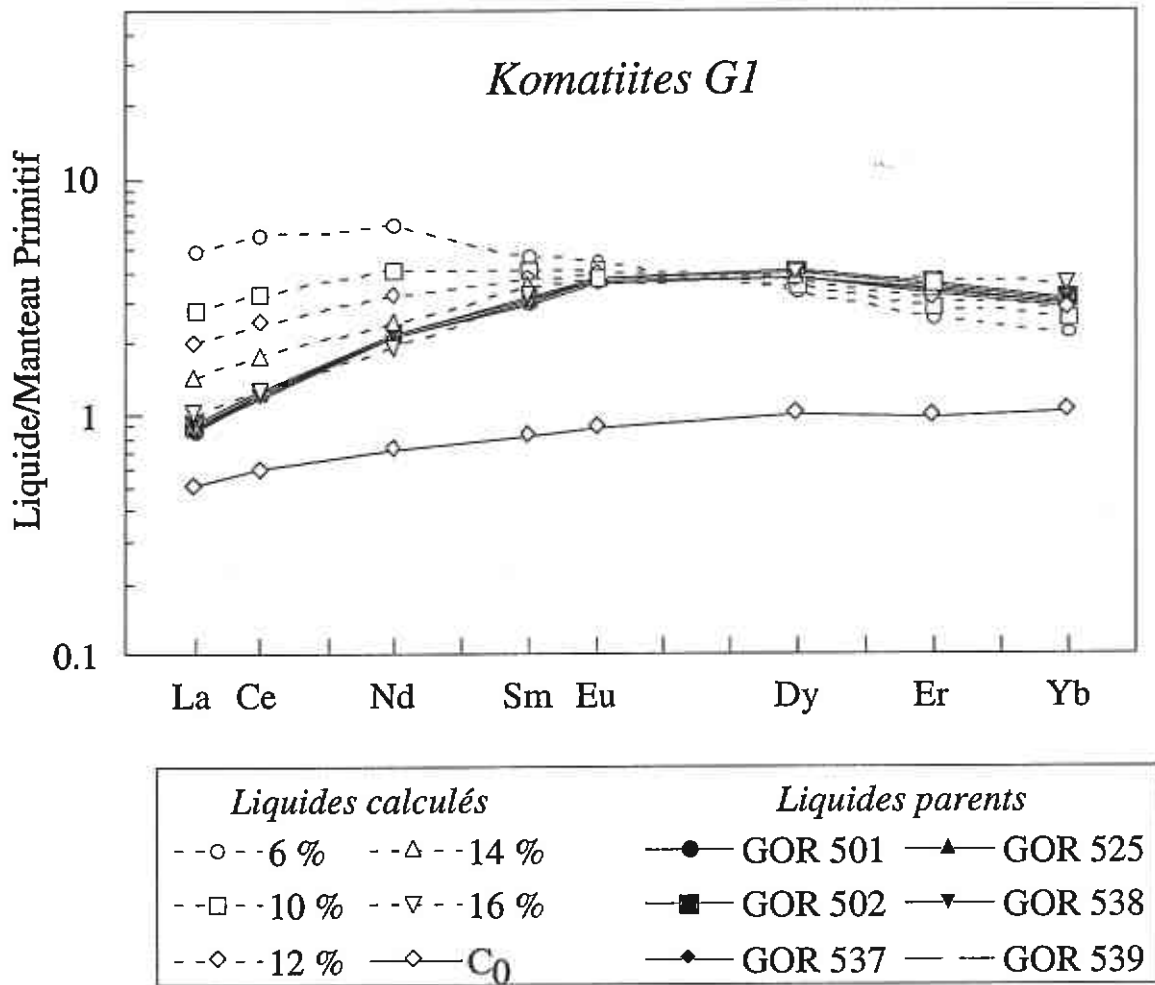


Figure 10.15 Spectres de terres rares normalisés au Manteau Primitif (Hofmann, 1988) des komatiites G1 de Gorgona et, des compositions de liquides formés par un processus de fusion critique. La source de départ est de type « manteau appauvri » (cf. Chapitre 2, tableau 2.2, p.38) ; et sa minéralogie est : ol : 55 % ; opx: 20 % ; cpx : 15 % et gar : 10 %. La porosité résiduelle est de 3 %. Le taux de fusion partielle est estimé entre 14 et 16 %.

10.3.2.2. Komatiites G2

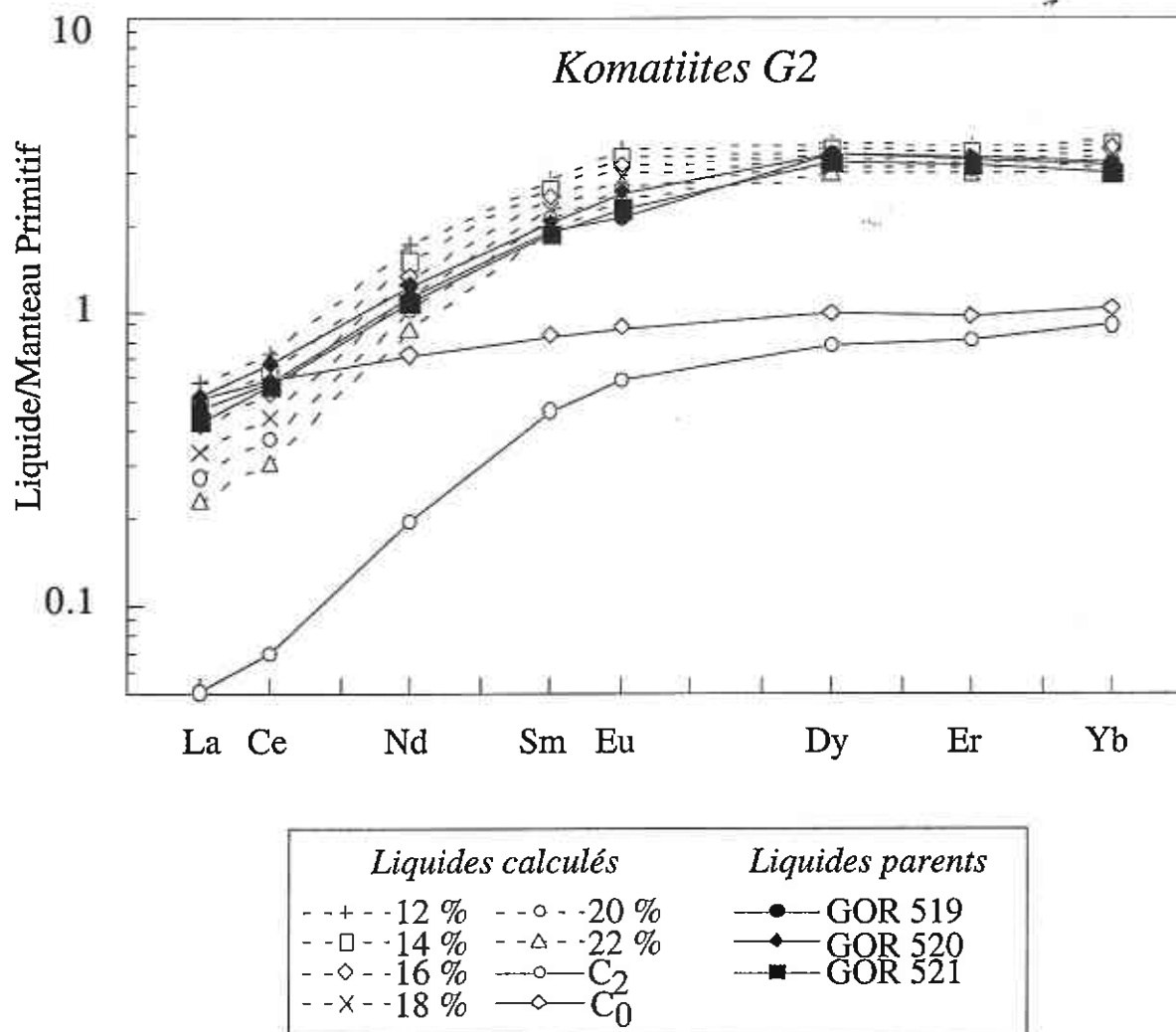


Figure 10.16 Spectres de terres rares normalisés au Manteau Primitif (Hofmann, 1988) des komatiites G2 de Gorgona et, des compositions de liquides formés par un processus de fusion critique. Dans ce cas, deux stades de fusion sont envisagés : la fusion commence dans le champ de stabilité du grenat (10 % de fusion partielle) à partir d'une source de type « manteau appauvri » (C₀) (cf. Chapitre 2, tableau 2.2, p.38) et, se poursuit dans le champ de stabilité du spinelle. Pour prendre en compte le changement de phase, une composition de source intermédiaire (C₂) est calculée (cf. Chapitre 2, section 2.2.2.5, p. 42). La minéralogie de la source de départ (C₀) est ol : 50 % ; opx : 10 % ; cpx : 30 % et gar : 10 %. La minéralogie de la source intermédiaire (C₂) est : ol : 55 % ; opx : 15 % ; cpx : 25 % et spi : 10 %. La porosité résiduelle est de 3 % pour les deux stades. Le taux de fusion partielle total est estimé entre 14 et 18 %.

10.3.2.3. Picrites

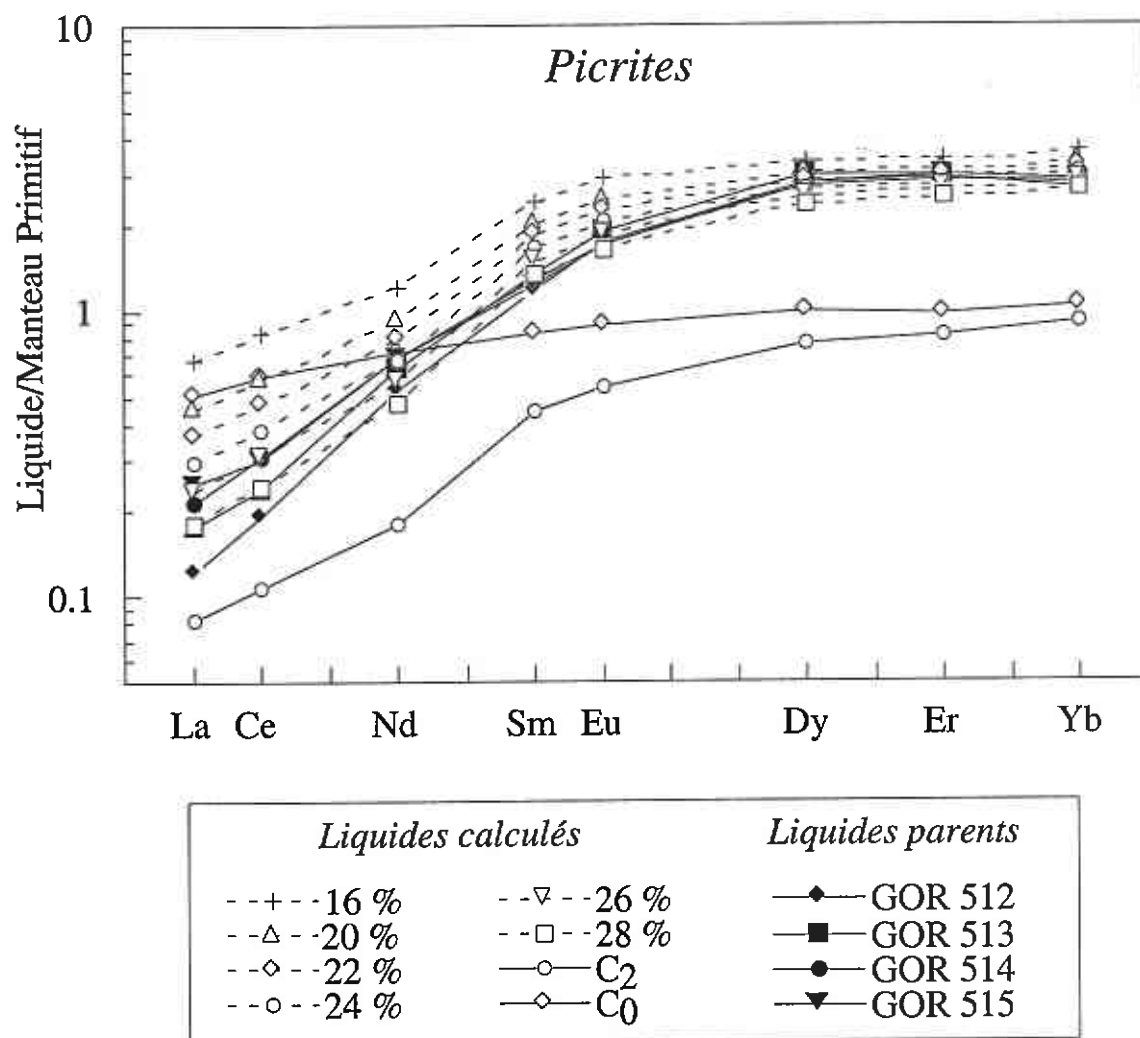


Figure 10.17 Spectres de terres rares normalisés au Manteau Primitif (Hofmann, 1988) des picrites de Gorgona et, des compositions de liquides formés par un processus de fusion critique. Dans ce cas, deux stades de fusion sont envisagés : la fusion commence dans le champ de stabilité du grenat (10 % de fusion partielle) à partir d'une source de type « manteau appauvri » (C_0) (cf. Chapitre 2, tableau 2.2, p. 38) et, se poursuit dans le champ de stabilité du spinelle. Pour prendre en compte le changement de phase, une composition de source intermédiaire (C_2) est calculée (cf. Chapitre 2, section 2.2.2.5, p. 42). La minéralogie de la source de départ (C_0) est ol : 50 % ; opx : 10 % ; cpx : 30 % et gar : 10 %. La minéralogie de la source intermédiaire (C_2) est ol : 55 % ; opx : 15 % ; cpx : 25 % et spi : 10 %. La porosité résiduelle est de 3 % pour les deux stades. Le taux de fusion partielle total est estimé entre 22 et 28 %.

10.3.2.4. Gabbros GOR 534 et GOR 535

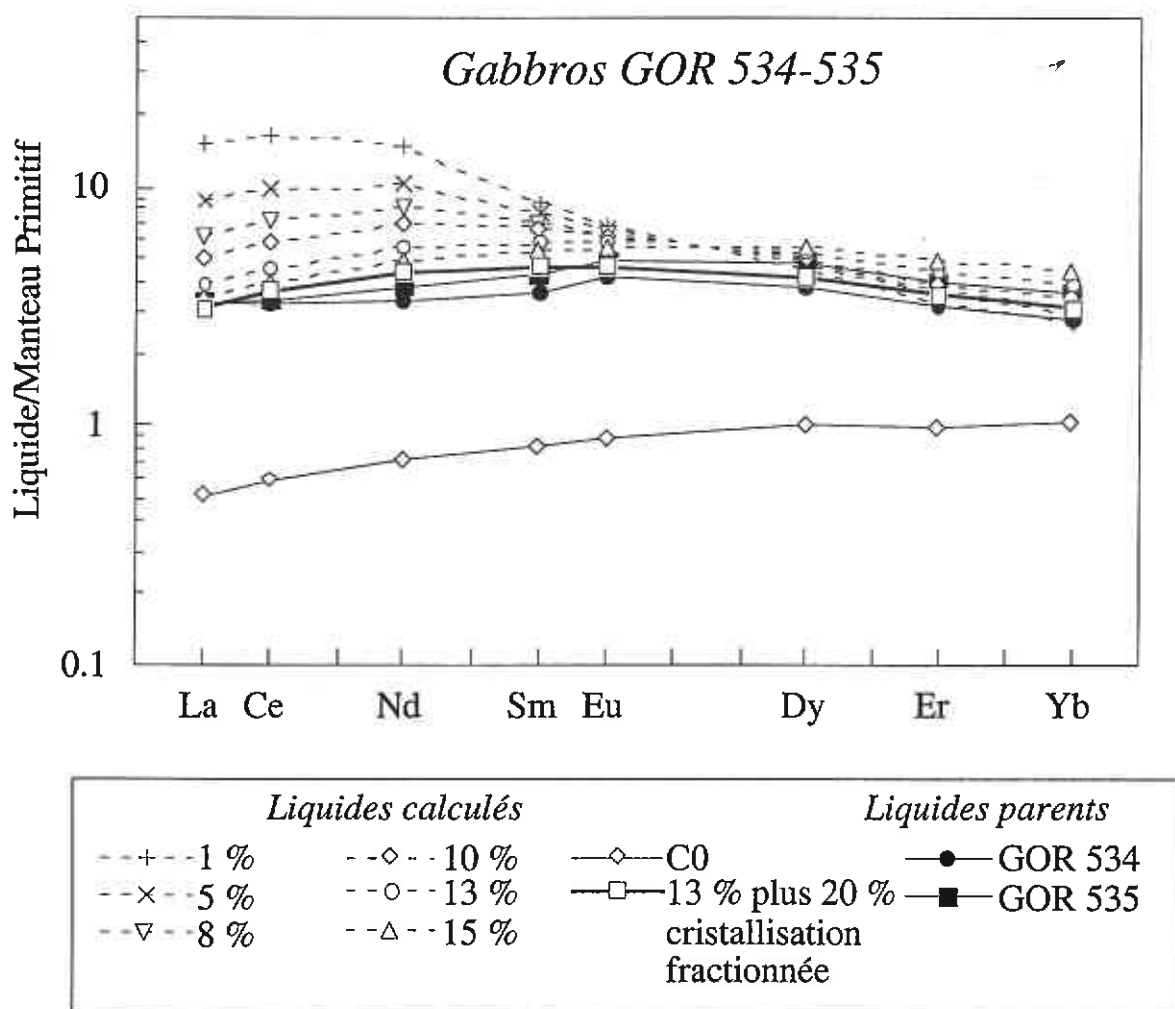


Figure 10.18 Spectres de terres rares normalisées au Manteau Primitif (Hofmann, 1988) des gabbros GOR 534 et GOR 535 de Gorgona et, des compositions de liquides formés par un processus de « pooling » des liquides. La source de départ est de type « manteau appauvri » (cf. Chapitre 2, tableau 2.2, p. 38) ; et sa minéralogie est : ol : 58 % ; opx : 25 % ; cpx : 10 % et gar : 5 %. Ces liquides ne sont probablement pas des liquides primaires, comme c'est le cas pour les autres gabbros de Gorgona (cf. Chapitre 5, Fig. 5.12, p.143). Un spectre représentant 13 % de fusion partielle suivi de 20 % de cristallisation fractionnée d'olivine a donc été calculé.

Annexe 2

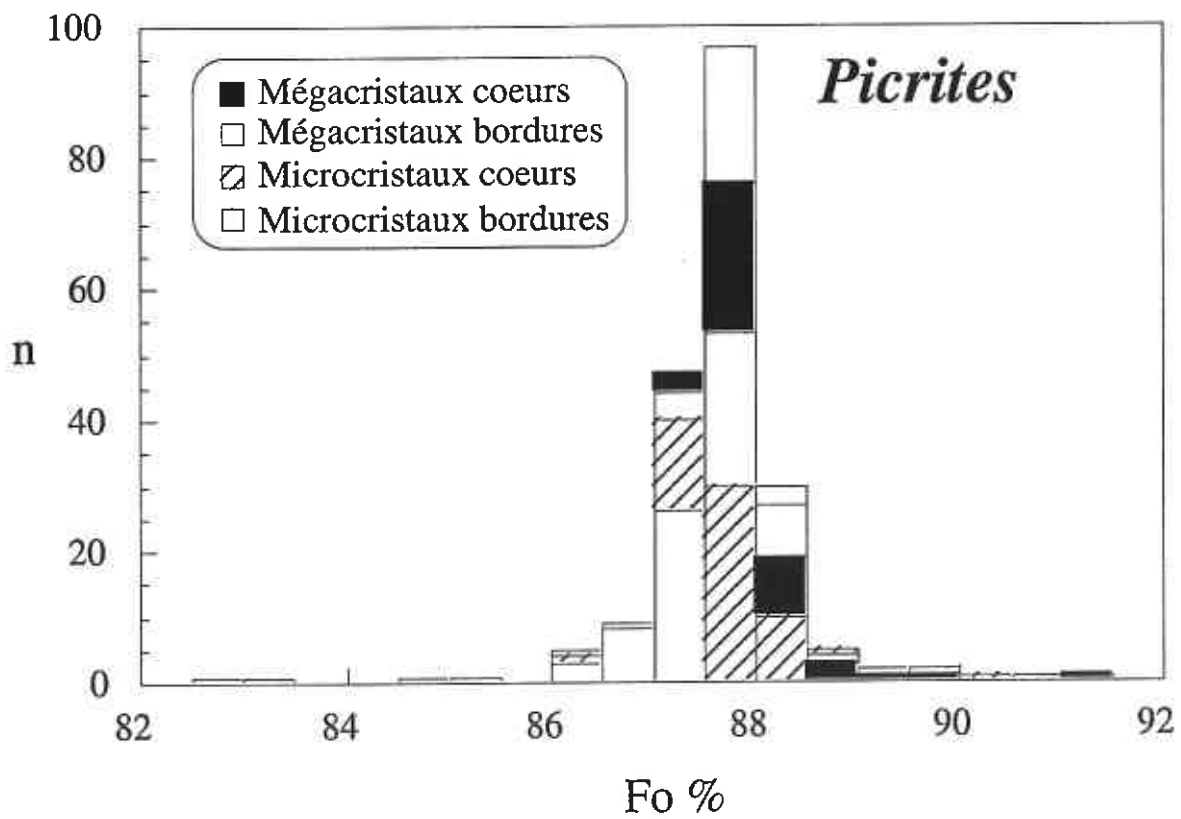
Tableaux d'analyses

11. Annexe 2 : Tableaux d'analyses

11.1. Analyses microsonde

11.1.1. Curaçao

Picrites : analyses des olivines



Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur
	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	40.57	40.76	41.31	40.46	40.14	40.31	40.49	40.26	41.20	40.84	40.55	40.66
Al ₂ O ₃	0.03	0.05	0.05	0.02	0.07	0.07	0.06	0.02	0.06	0.13	0.08	0.14
TiO ₂	-	0.02	-	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	-	0.00	-	-
Cr ₂ O ₃	0.08	0.10	0.04	0.04	0.03	0.12	0.10	0.06	0.01	0.07	0.02	0.11
FeO *	11.32	11.62	11.74	11.91	11.69	11.45	11.90	11.83	11.24	11.63	11.54	11.69
MnO	0.19	0.16	0.19	0.16	0.20	0.18	0.15	0.17	0.11	0.17	0.18	0.23
MgO	47.52	47.24	46.18	46.93	47.12	46.54	46.87	47.93	46.42	45.97	46.74	46.79
CaO	0.32	0.29	0.29	0.30	0.29	0.30	0.31	0.27	0.28	0.33	0.32	0.25
Na ₂ O	-	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	-	0.03	0.02	0.02	0.01
K ₂ O	-	0.01	-	-	0.01	-	0.01	0.00	-	-	-	-
NiO	0.32	0.32	0.34	0.32	0.33	0.29	0.33	0.32	0.30	0.30	0.31	0.30
Total	100.35	100.60	100.15	100.16	99.89	99.29	100.23	100.85	99.64	99.47	99.76	100.23
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.00	1.00	1.02	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.02	1.01	1.01	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	-
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.23	0.24	0.24	0.25	0.24	0.24	0.25	0.24	0.23	0.24	0.24	0.24
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.75	1.73	1.70	1.73	1.74	1.73	1.73	1.76	1.71	1.70	1.73	1.72
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
K	-	0.00	-	-	0.00	-	0.00	0.00	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	3.00	2.98	3.00	3.00	2.99	3.00	3.01	2.98	2.98	2.99	2.99
Fo (%)	88.22	87.88	87.52	87.54	87.78	87.87	87.54	87.84	88.04	87.57	87.84	87.71
Fa (%)	11.78	12.12	12.48	12.46	12.22	12.13	12.46	12.16	11.96	12.43	12.16	12.29

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur
	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	40.92	41.52	40.34	40.31	40.44	40.19	40.71	40.57	40.63	41.05	40.56	40.36
Al ₂ O ₃	0.15	0.08	0.06	0.10	0.07	0.09	0.05	0.08	0.10	0.05	0.06	0.10
TiO ₂	0.02	-	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	-	0.01	0.02
Cr ₂ O ₃	0.09	0.10	0.11	0.08	0.03	0.08	0.09	0.07	0.09	0.04	0.07	0.06
FeO *	11.62	11.42	11.93	11.93	11.78	11.71	11.75	11.90	11.87	11.53	12.17	11.50
MnO	0.23	0.18	0.19	0.20	0.15	0.19	0.20	0.15	0.16	0.23	0.18	0.14
MgO	46.69	47.39	47.01	47.32	46.69	46.89	46.77	47.32	47.05	46.07	46.89	46.50
CaO	0.31	0.26	0.30	0.30	0.31	0.32	0.29	0.37	0.32	0.35	0.37	0.32
Na ₂ O	0.07	0.01	-	-	-	0.00	0.03	-	0.01	0.01	0.01	0.01
K ₂ O	-	-	0.02	-	-	-	-	-	0.00	-	-	-
NiO	0.31	0.32	0.33	0.34	0.31	0.33	0.31	0.32	0.30	0.29	0.31	0.32
Total	100.40	101.31	100.30	100.60	99.79	99.85	100.19	100.80	100.56	99.63	100.65	99.37
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.01	1.01	1.00	0.99	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.02	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.24	0.23	0.25	0.25	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.25	0.24
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.71	1.72	1.73	1.74	1.73	1.74	1.72	1.73	1.73	1.70	1.72	1.73
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
K	-	-	0.00	-	-	-	-	-	0.00	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	2.99	2.99	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	2.98	3.00	2.99
Fo (%)	87.75	88.09	87.54	87.61	87.60	87.71	87.65	87.64	87.60	87.69	87.30	87.82
Fa (%)	12.25	11.91	12.46	12.39	12.40	12.29	12.35	12.36	12.40	12.31	12.70	12.18

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	40.13	41.12	40.52	40.56	40.03	40.14	40.57	40.04	40.05	39.27	39.86	39.90
Al ₂ O ₃	0.10	0.13	0.02	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04	0.45	0.19	0.05	0.06
TiO ₂	0.01	-	-	0.00	0.01	-	-	0.04	0.03	0.00	0.02	0.01
Cr ₂ O ₃	0.09	0.04	0.10	0.03	0.05	0.03	0.08	0.04	0.06	0.01	0.05	0.02
FeO *	11.85	11.79	12.03	11.92	11.53	11.79	11.90	11.67	9.58	11.42	12.12	12.33
MnO	0.24	0.23	0.19	0.21	0.18	0.23	0.15	0.16	0.16	0.18	0.21	0.19
MgO	46.80	45.90	46.78	46.17	48.50	46.93	47.62	46.66	49.73	47.53	46.86	46.72
CaO	0.32	0.30	0.34	0.34	0.34	0.30	0.27	0.29	0.28	0.30	0.33	0.31
Na ₂ O	0.02	-	0.00	0.00	-	-	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
K ₂ O	-	0.01	0.01	-	-	-	0.01	0.01	-	-	0.02	0.00
NiO	0.32	0.31	0.33	0.31	0.29	0.29	0.31	0.31	0.21	0.32	0.30	0.31
Total	99.88	99.81	100.33	99.58	100.97	99.82	100.97	99.26	100.53	99.23	99.84	99.86
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.00	1.02	1.00	1.01	0.98	1.00	1.00	1.00	0.98	0.98	0.99	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Ti	0.00	-	-	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.25	0.24	0.25	0.25	0.24	0.25	0.24	0.24	0.20	0.24	0.25	0.26
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.73	1.69	1.72	1.71	1.78	1.74	1.74	1.74	1.81	1.77	1.74	1.73
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	-	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	-	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	2.98	3.00	2.99	3.02	3.00	3.00	3.00	3.01	3.02	3.01	3.01
Fo (%)	87.57	87.41	87.40	87.35	88.24	87.65	87.70	87.70	90.25	88.12	87.33	87.11
Fa (%)	12.43	12.59	12.60	12.65	11.76	12.35	12.30	12.30	9.75	11.88	12.67	12.89

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur
	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	42.29	40.23	40.18	40.14	39.72	40.55	40.08	41.15	40.59	40.35	40.62	40.08
Al ₂ O ₃	0.23	0.00	0.08	0.06	0.07	0.09	0.03	0.09	0.09	0.03	0.03	0.05
TiO ₂	0.01	-	0.00	-	-	0.01	-	0.03	0.02	0.00	-	0.02
Cr ₂ O ₃	0.06	0.10	0.06	0.08	0.11	0.11	0.02	0.06	0.05	0.10	0.05	0.09
FeO *	10.86	11.95	11.64	11.95	11.57	12.07	12.03	12.06	12.07	11.78	11.74	12.09
MnO	0.16	0.19	0.17	0.20	0.21	0.20	0.22	0.21	0.11	0.14	0.24	0.14
MgO	48.07	46.41	46.36	46.95	48.70	46.90	46.24	45.92	46.56	46.08	46.28	47.17
CaO	0.27	0.30	0.30	0.28	0.24	0.28	0.31	0.30	0.30	0.29	0.27	0.24
Na ₂ O	0.02	0.02	-	0.00	0.05	0.05	-	-	-	-	0.03	0.03
K ₂ O	0.01	-	-	-	-	0.00	-	0.02	-	-	-	-
NiO	0.33	0.30	0.33	0.35	0.33	0.32	0.33	0.33	0.30	0.32	0.32	-
Total	102.32	99.53	99.14	100.02	100.99	100.58	99.26	100.17	100.12	99.09	99.57	100.39
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.02	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	1.00	1.02	1.00	1.01	1.01	0.99
Al	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	-	0.00	-	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.22	0.25	0.24	0.25	0.24	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.24	0.25
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	1.72	1.72	1.73	1.74	1.78	1.72	1.72	1.69	1.72	1.72	1.71	1.74
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	0.00	0.00
K	0.00	-	-	-	-	0.00	-	0.00	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-
Total	2.98	3.00	2.99	3.00	3.02	3.00	3.00	2.98	2.99	2.99	2.99	3.00
Fo (%)	88.75	87.39	87.66	87.51	88.25	87.38	87.27	87.16	87.30	87.46	87.55	87.44
Fa (%)	11.25	12.61	12.34	12.49	11.75	12.62	12.73	12.84	12.70	12.54	12.45	12.56

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Cœur Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	40.67	40.57	40.35	40.26	40.49	40.06	40.49	40.63	40.15	40.18	40.56	40.32
Al ₂ O ₃	0.11	0.01	0.04	0.10	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.05	0.03	0.00
TiO ₂	-	-	-	-	0.01	-	-	0.02	0.03	0.00	-	0.03
Cr ₂ O ₃	0.10	0.07	-	-	0.04	-	0.12	0.00	-	0.10	0.15	0.13
FeO *	11.67	11.84	11.22	11.90	12.33	11.31	11.56	11.42	13.49	11.57	12.73	12.40
MnO	0.14	0.15	0.10	0.11	0.34	0.16	0.10	0.16	0.15	0.12	0.23	0.24
MgO	46.73	47.79	47.94	48.05	47.58	47.70	48.02	47.98	46.96	47.46	47.06	47.83
CaO	0.30	0.32	0.31	0.29	0.26	0.28	0.26	0.30	0.23	0.28	0.31	0.37
Na ₂ O	0.03	0.00	-	-	-	0.01	-	-	-	-	0.04	-
K ₂ O	-	0.04	-	-	-	-	-	0.01	0.02	0.04	-	0.01
NiO												
Total	99.91	100.92	100.13	100.96	101.28	99.82	101.09	101.12	101.43	99.94	101.37	101.55
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.01	1.00	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00
Cr	0.00	0.00	-	-	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00
Fe	0.24	0.24	0.23	0.24	0.25	0.23	0.24	0.23	0.28	0.24	0.26	0.25
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.73	1.75	1.76	1.76	1.74	1.76	1.76	1.76	1.73	1.75	1.72	1.75
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	-	-	-	0.00	-	-	-	-	0.00	-
K	-	0.00	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	2.99	3.00	3.00	3.01	3.00	3.01	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.01
Fo (%)	87.71	87.80	88.40	87.80	87.31	88.26	88.11	88.22	86.12	87.97	86.83	87.31
Fa (%)	12.29	12.20	11.60	12.20	12.69	11.74	11.89	11.78	13.88	12.03	13.17	12.69

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	40.11	40.33	40.41	40.61	40.06	40.18	39.94	40.41	39.58	40.17	40.61	40.13
Al ₂ O ₃	0.09	0.10	0.42	0.09	0.09	0.05	0.04	0.10	0.09	0.06	0.06	0.06
TiO ₂	-	-	0.01	0.00	-	0.02	0.06	0.07	0.06	-	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.11	0.09	0.02	0.03	0.08	0.02	0.11	0.20	0.03	0.04	0.06	-
FeO *	12.44	11.84	12.73	12.43	11.89	13.20	12.73	12.23	15.90	13.36	11.65	12.77
MnO	0.28	0.26	0.13	0.28	0.20	0.19	0.27	0.22	0.20	0.24	0.21	0.18
MgO	47.82	47.32	47.36	47.37	48.10	47.23	46.54	47.51	43.28	46.24	47.10	46.43
CaO	0.31	0.28	0.29	0.25	0.29	0.34	0.22	0.32	0.26	0.29	0.33	0.29
Na ₂ O	-	0.01	0.03	0.05	-	-	-	0.01	0.00	-	-	-
K ₂ O	0.03	0.01	0.04	0.05	-	0.00	-	0.01	0.04	-	-	0.01
NiO											0.31	0.30
Total	101.39	100.61	101.55	101.58	101.04	101.61	100.12	101.43	99.89	100.62	100.32	100.17
Nombre de cations/ 4 O												
Si	0.99	1.00	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
Fe	0.26	0.24	0.26	0.26	0.24	0.27	0.27	0.25	0.34	0.28	0.24	0.27
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.75	1.74	1.73	1.73	1.77	1.73	1.73	1.74	1.64	1.71	1.73	1.72
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.00	-	-	-
K	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-	-	0.00
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01
Total	3.01	3.00	3.01	3.00	3.01	3.01	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00
Fo (%)	87.26	87.69	86.90	87.17	87.83	86.45	86.70	87.38	82.92	86.05	87.82	86.63
Fa (%)	12.74	12.31	13.10	12.83	12.17	13.55	13.30	12.62	17.08	13.95	12.18	13.37

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	40.59	40.28	40.59	40.37	40.19	40.43	40.55	40.33	40.85	40.14	40.53	40.31
Al ₂ O ₃	0.09	0.01	0.06	0.04	0.07	0.10	0.08	0.07	0.13	0.06	0.06	0.08
TiO ₂	-	-	0.02	0.02	0.01	-	-	0.00	0.00	-	-	0.02
Cr ₂ O ₃	0.07	0.09	0.07	0.04	0.01	0.03	0.08	0.08	0.06	0.08	0.08	0.08
FeO *	12.00	11.30	12.02	11.83	11.91	11.93	12.07	11.77	11.96	11.67	11.51	11.52
MnO	0.17	0.21	0.20	0.22	0.14	0.13	0.19	0.17	0.15	0.15	0.20	0.16
MgO	47.19	47.21	46.38	46.40	46.81	46.73	46.98	46.95	46.82	47.28	49.56	46.92
CaO	0.29	0.29	0.31	0.32	0.31	0.32	0.33	0.30	0.30	0.31	0.31	0.30
Na ₂ O	-	-	0.01	-	-	-	0.00	-	-	-	0.00	0.04
K ₂ O	-	-	0.01	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-
NiO	0.33	0.32	0.31	0.30	0.31	0.29	0.32	0.31	0.32	0.29	0.30	0.33
Total	100.73	99.70	99.99	99.54	99.75	99.99	100.58	99.98	100.59	99.98	102.56	99.76
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	0.99	0.98	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	-	-	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.25	0.23	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.24	0.25	0.24	0.23	0.24
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.73	1.75	1.71	1.72	1.73	1.73	1.73	1.73	1.72	1.75	1.79	1.74
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	-	0.00	-	-	-	0.00	-	-	-	0.00	0.00
K	-	-	0.00	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	3.00	2.99	2.99	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	3.02	3.00
Fo (%)	87.51	88.16	87.31	87.49	87.51	87.48	87.41	87.67	87.47	87.84	88.47	87.90
Fa (%)	12.49	11.84	12.69	12.51	12.49	12.52	12.59	12.33	12.53	12.16	11.53	12.10

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Bordure	Bordure	Bordure	Bordure	Bordure	Bordure	Bordure	Bordure	Bordure	Bordure	Bordure	Bordure
	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												*
SiO ₂	40.00	40.20	40.25	40.12	40.42	40.42	40.18	40.12	40.63	39.65	40.07	40.34
Al ₂ O ₃	0.03	0.07	0.01	0.05	0.09	0.07	0.10	0.20	0.29	0.62	0.03	0.06
TiO ₂	0.14	-	-	0.04	-	-	0.01	-	0.02	0.04	-	0.02
Cr ₂ O ₃	0.05	0.08	0.10	0.04	0.09	0.07	0.08	0.04	0.07	0.04	0.02	0.04
FeO *	12.55	11.60	11.50	11.71	11.63	11.62	11.78	11.93	12.49	15.23	12.08	11.99
MnO	0.19	0.16	0.16	0.15	0.25	0.20	0.14	0.18	0.18	0.29	0.14	0.17
MgO	46.23	46.73	46.94	46.70	47.10	46.71	46.92	46.48	45.47	42.35	46.76	46.72
CaO	0.27	0.28	0.32	0.32	0.28	0.30	0.31	0.34	0.40	1.42	0.34	0.34
Na ₂ O	-	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	-	0.01	0.04	0.04	-	0.02
K ₂ O	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-	0.00	-	-	-
NiO	0.29	0.31	0.31	0.30	0.32	0.32	0.32	0.30	0.27	0.15	0.31	0.30
Total	99.75	99.46	99.60	99.45	100.21	99.71	99.83	99.60	99.85	99.85	99.77	100.00
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
Ti	0.00	-	-	0.00	-	-	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.26	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.25	0.26	0.32	0.25	0.25
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	1.72	1.73	1.74	1.73	1.74	1.73	1.74	1.73	1.68	1.60	1.73	1.73
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01
Na	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00
K	-	-	-	0.00	0.00	-	-	-	0.00	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99	2.99	3.00	3.00
Fo (%)	86.79	87.78	87.92	87.67	87.83	87.75	87.65	87.42	86.65	83.21	87.35	87.41
Fa (%)	13.21	12.22	12.08	12.33	12.17	12.25	12.35	12.58	13.35	16.79	12.65	12.59

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	39.93	40.75	40.39	40.62	40.36	40.32	40.93	40.19	40.39	41.15	39.94	40.04
Al ₂ O ₃	0.09	0.06	0.40	0.07	0.28	0.07	0.48	0.04	0.06	0.07	0.92	0.08
TiO ₂	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	-	0.03	-	-	0.01
Cr ₂ O ₃	0.11	0.06	0.09	0.06	0.10	0.08	0.01	0.13	0.09	0.06	0.08	0.09
FeO *	12.34	12.16	11.51	11.97	14.46	12.49	12.69	11.94	11.78	11.81	11.32	12.09
MnO	0.20	0.16	0.15	0.22	0.23	0.21	0.21	0.19	0.17	0.13	0.24	0.21
MgO	47.07	46.45	48.45	46.36	44.33	46.32	45.13	47.04	46.89	46.66	49.05	47.30
CaO	0.38	0.35	0.34	0.29	0.64	0.33	0.39	0.30	0.31	0.30	0.33	0.32
Na ₂ O	0.02	0.02	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	-
K ₂ O	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0.31	0.31	0.29	0.30	0.24	0.29	0.26	0.33	0.32	0.32	0.27	0.33
Total	100.46	100.39	101.64	99.94	100.69	100.13	100.12	100.19	100.09	100.54	102.17	100.49
Nombre de cations/ 4 O												
Si	0.99	1.01	0.98	1.01	1.01	1.00	1.01	1.00	1.00	1.01	0.97	0.99
Al	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	-	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.26	0.25	0.23	0.25	0.30	0.26	0.26	0.25	0.24	0.24	0.23	0.25
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.74	1.71	1.76	1.71	1.65	1.71	1.67	1.74	1.73	1.71	1.77	1.74
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
K	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	2.99	3.01	2.99	2.99	3.00	2.98	3.00	3.00	2.99	3.02	3.01
Fo (%)	87.18	87.20	88.24	87.35	84.54	86.86	86.38	87.54	87.65	87.56	88.54	87.46
Fa (%)	12.82	12.80	11.76	12.65	15.46	13.14	13.62	12.46	12.35	12.44	11.46	12.54

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal	Bordure Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	40.14	40.48	41.36	40.63	40.63	40.54	40.40	39.96	40.28	40.65	40.31	40.48
Al ₂ O ₃	0.04	0.06	0.08	0.03	0.23	0.11	0.11	0.09	0.04	0.05	0.07	0.04
TiO ₂	-	0.02	0.03	-	0.04	-	-	0.00	-	-	0.01	-
Cr ₂ O ₃	0.06	0.02	0.02	0.09	0.03	0.08	0.10	0.06	0.10	0.05	0.08	0.01
FeO *	12.65	12.17	11.83	12.12	12.46	11.69	11.67	11.91	11.65	11.66	11.84	11.78
MnO	0.20	0.15	0.14	0.21	0.17	0.24	0.19	0.18	0.19	0.19	0.19	0.18
MgO	46.67	46.53	46.30	46.36	45.34	46.08	46.10	46.69	46.77	46.50	46.25	46.07
CaO	0.39	0.37	0.34	0.35	1.40	0.29	0.27	0.28	0.28	0.30	0.32	0.31
Na ₂ O	0.01	-	0.01	-	-	0.01	0.03	-	-	0.05	0.01	-
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-
NiO	0.30	0.28	0.31	0.31	0.24	0.32	0.33	0.33	0.32	0.33	0.32	0.31
Total	100.47	100.13	100.43	100.10	100.54	99.38	99.21	99.51	99.64	99.77	99.40	99.18
Nombre de cations/ 4 O												
Si	0.99	1.00	1.02	1.01	1.01	1.01	1.01	1.00	1.00	1.01	1.00	1.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	0.00	0.00	-	0.00	-	-	0.00	-	-	0.00	-
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.26	0.25	0.24	0.25	0.26	0.24	0.24	0.25	0.24	0.24	0.25	0.25
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.72	1.72	1.70	1.71	1.67	1.71	1.71	1.74	1.73	1.72	1.72	1.71
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	-	0.00	-	-	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	-
K	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	3.00	2.98	2.99	2.99	2.99	2.99	3.00	3.00	2.99	2.99	2.99
Fo (%)	86.80	87.21	87.46	87.21	86.65	87.55	87.57	87.48	87.74	87.67	87.44	87.46
Fa (%)	13.20	12.79	12.54	12.79	13.35	12.45	12.43	12.52	12.26	12.33	12.56	12.54

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Bordure	Bordure	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur
	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	40.38	40.47	40.49	40.13	40.44	40.19	40.74	40.36	40.82	40.88	40.51	40.45
Al ₂ O ₃	0.08	0.04	0.10	0.09	0.07	0.06	0.06	0.01	0.07	0.08	0.07	0.04
TiO ₂	-	0.02	-	-	-	0.01	-	-	-	-	0.02	-
Cr ₂ O ₃	0.06	0.09	0.13	0.03	-	0.14	0.04	-	0.14	0.10	0.01	0.10
FeO *	11.95	12.21	10.63	11.81	11.75	11.04	11.59	11.50	10.00	8.79	11.70	11.30
MnO	0.21	0.17	0.30	0.13	0.20	0.23	0.27	0.19	0.03	-	0.12	0.11
MgO	46.24	46.08	48.58	47.61	47.12	47.82	47.39	47.18	48.83	50.08	47.35	48.09
CaO	0.27	0.29	0.24	0.30	0.24	0.28	0.30	0.30	0.21	0.18	0.26	0.26
Na ₂ O	-	0.01	0.04	0.01	0.02	-	-	0.03	0.04	0.02	0.04	-
K ₂ O	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	0.03	-
NiO	0.31	0.32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99.49	99.69	101.14	100.43	100.04	100.01	100.66	99.93	100.50	100.37	100.45	100.64
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.01	1.01	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	0.00	-	-	-	0.00	-	-	-	-	0.00	-
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.25	0.25	0.22	0.24	0.24	0.23	0.24	0.24	0.20	0.18	0.24	0.23
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Mg	1.72	1.71	1.78	1.76	1.74	1.76	1.74	1.75	1.78	1.82	1.74	1.76
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-
K	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	0.00	-
Ni	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	2.99	2.99	3.01	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Fo (%)	87.34	87.06	89.07	87.79	87.73	88.53	87.94	87.97	89.70	91.03	87.83	88.36
Fa (%)	12.66	12.94	10.93	12.21	12.27	11.47	12.06	12.03	10.30	8.97	12.17	11.64

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur
	Microcristal	Microcristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)													
SiO ₂	39.95	40.46	40.52	40.54	40.59	40.64	40.31	40.79	40.24	40.27	40.61	40.33	40.29
Al ₂ O ₃	0.03	0.09	0.03	0.07	0.06	0.07	0.06	0.10	0.06	0.08	0.03	0.07	0.03
TiO ₂	-	0.03	0.02	0.01	-	0.00	-	-	0.00	0.02	-	0.01	-
Cr ₂ O ₃	0.10	0.15	0.09	0.08	0.08	0.08	0.06	0.11	0.11	0.05	0.03	0.06	0.10
FeO *	11.37	11.82	12.86	11.03	11.82	11.71	11.40	9.65	11.71	11.84	12.08	11.24	11.65
MnO	0.27	0.06	0.18	0.15	0.16	0.18	0.16	0.17	0.12	0.15	0.12	0.17	0.17
MgO	47.95	47.97	47.25	47.61	46.40	47.72	47.05	49.40	47.32	47.34	46.90	47.77	47.44
CaO	0.24	0.21	0.28	0.26	0.31	0.24	0.31	0.39	0.27	0.33	0.30	0.29	0.29
Na ₂ O	0.02	0.00	0.01	0.01	0.04	0.02	-	-	-	-	-	0.03	-
K ₂ O	0.05	-	0.02	-	-	0.02	-	-	0.00	-	0.00	-	-
NiO				0.34	0.32	0.35	0.32	0.38	0.34	0.31	0.31	0.34	0.34
Total	100.50	101.23	101.54	100.12	99.79	101.10	99.70	101.00	100.16	100.37	100.37	100.31	100.30
Nombre de cations/ 4 O													
Si	0.99	0.99	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	1.00	0.99	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	-	0.00	0.00	-	0.00	-
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.24	0.24	0.26	0.23	0.25	0.24	0.24	0.20	0.24	0.24	0.25	0.23	0.24
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.77	1.76	1.73	1.75	1.72	1.74	1.74	1.79	1.75	1.74	1.73	1.76	1.75
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	0.00	-
K	0.00	-	0.00	-	-	0.00	-	-	0.00	-	0.00	-	-
Ni	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Fo (%)	88.26	87.86	86.75	88.50	87.49	87.91	88.03	90.13	87.81	87.70	87.38	88.34	87.90
Fa (%)	11.74	12.14	13.25	11.50	12.51	12.09	11.97	9.87	12.19	12.30	12.62	11.66	12.10

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur	Cœur
	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal	Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)													
SiO ₂	40.74	40.45	40.57	40.16	40.49	40.26	40.58	40.46	40.26	40.64	40.31	40.69	40.59
Al ₂ O ₃	0.09	0.05	0.02	0.10	0.06	0.01	0.02	0.02	0.07	0.05	0.08	0.06	0.03
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	-	0.02	0.01	0.02	-	0.03	0.02	-	-	0.01
Cr ₂ O ₃	0.14	0.14	0.12	0.15	0.10	0.09	0.13	0.04	0.10	0.11	0.07	0.09	0.07
FeO *	11.71	12.25	11.18	11.05	11.36	11.63	11.76	11.53	11.57	11.69	11.51	11.53	11.62
MnO	0.18	0.16	0.14	0.12	0.17	0.19	0.15	0.21	0.18	0.17	0.21	0.16	0.19
MgO	47.48	47.06	47.99	47.40	46.81	47.15	47.26	46.61	46.67	47.17	46.81	46.61	47.17
CaO	0.29	0.23	0.34	0.25	0.43	0.38	0.33	0.29	0.29	0.28	0.35	0.32	0.27
Na ₂ O	-	0.01	0.01	-	-	0.01	0.02	-	-	-	0.01	-	-
K ₂ O	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-
NiO	0.32	0.31	0.35	0.34	0.33	0.34	0.34	0.34	0.33	0.34	0.32	0.34	0.34
Total	100.99	100.66	100.75	99.60	99.76	100.05	100.59	99.48	99.48	100.47	99.68	99.80	100.34
Nombre de cations/ 4 O													
Si	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	-	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.24	0.25	0.23	0.23	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.74	1.73	1.76	1.75	1.73	1.74	1.74	1.73	1.73	1.73	1.73	1.72	1.74
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	-	-	-	0.00	-	-
K	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00
Fo (%)	87.85	87.26	88.44	88.44	88.02	87.85	87.76	87.82	87.80	87.80	87.88	87.81	87.86
Fa (%)	12.15	12.74	11.56	11.56	11.98	12.15	12.24	12.18	12.20	12.20	12.12	12.19	12.14

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Cœur Mégacristal	Cœur Mégacristal	Cœur Mégacristal	Cœur Mégacristal	Cœur Mégacristal	Cœur Mégacristal	Cœur Mégacristal	Bordure Micro- crystal	Bordure Micro- crystal	Bordure Micro- crystal	Bordure Micro- crystal	Bordure Micro- crystal	Bordure Micro- crystal
Analyse en poids d'oxyde (%)													
SiO ₂	40.53	40.61	40.49	40.60	42.78	40.70	40.71	39.75	40.34	40.16	40.16	40.38	40.01
Al ₂ O ₃	0.07	0.05	0.06	0.06	0.14	0.06	0.08	0.06	0.07	0.03	0.02	0.08	0.08
TiO ₂	0.00	0.01	-	0.01	-	-	-	-	0.03	-	0.00	-	0.01
Cr ₂ O ₃	0.06	0.07	0.09	0.07	0.05	0.10	0.12	0.07	0.13	0.04	0.23	0.28	0.01
FeO *	11.43	11.52	11.53	11.50	11.05	11.48	11.65	11.68	11.96	11.94	12.15	12.15	11.67
MnO	0.15	0.23	0.12	0.15	0.14	0.22	0.11	0.10	0.29	0.17	0.18	0.20	0.24
MgO	46.88	47.23	47.16	47.01	49.46	47.61	48.01	47.68	47.40	46.86	47.41	47.18	47.69
CaO	0.30	0.30	0.24	0.33	0.27	0.32	0.26	0.31	0.27	0.31	0.30	0.25	0.30
Na ₂ O	0.02	0.00	-	-	0.01	0.01	0.00	-	0.01	0.00	0.02	0.04	0.02
K ₂ O	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.03	-
NiO	0.33	0.34	0.34	0.33	0.33	0.34	0.34						
Total	99.79	100.37	100.03	100.05	104.23	100.88	101.28	99.89	100.80	99.63	100.76	100.79	100.48
Nombre de cations/ 4 O													
Si	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	-	0.00	-	-	-	-	0.00	-	0.00	-	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe	0.24	0.24	0.24	0.24	0.22	0.24	0.24	0.24	0.25	0.25	0.25	0.25	0.24
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.73	1.74	1.74	1.73	1.74	1.74	1.75	1.77	1.74	1.74	1.75	1.73	1.76
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-
Total	2.99	3.00	3.00	2.99	2.99	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.01	3.00	3.01
Fo (%)	87.97	87.96	87.94	87.94	88.86	88.09	88.02	87.92	87.60	87.50	87.43	87.38	87.93
Fa (%)	12.03	12.04	12.06	12.06	11.14	11.91	11.98	12.08	12.40	12.50	12.57	12.62	12.07

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Bordure Micro- cristal	Bordure Micro- cristal	Bordure Micro- cristal	Bordure Micro- cristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)													
SiO ₂	40.72	40.44	40.31	39.52	40.32	40.31	40.37	40.68	40.70	40.23	40.15	40.13	40.66
Al ₂ O ₃	0.04	0.08	0.07	0.08	0.01	0.02	0.07	0.08	0.08	0.05	0.06	0.12	0.03
TiO ₂	-	0.07	-	0.02	-	0.02	0.01	0.02	-	0.02	0.03	0.01	-
Cr ₂ O ₃	0.15	0.15	0.11	-	0.05	0.08	0.07	0.12	0.11	0.01	0.08	0.07	0.08
FeO *	11.46	11.26	11.71	14.22	13.32	11.43	11.36	8.90	10.63	11.26	11.42	11.94	11.58
MnO	0.07	0.23	0.29	0.25	0.22	0.21	0.21	0.13	0.19	0.16	0.16	0.16	0.19
MgO	47.48	47.77	47.55	45.98	46.61	47.65	47.40	49.89	48.48	47.63	47.40	46.97	47.42
CaO	0.28	0.33	0.32	0.31	0.32	0.29	0.31	0.16	0.21	0.29	0.28	0.30	0.31
Na ₂ O	0.02	0.01	0.01	-	-	-	-	0.01	-	-	0.01	0.02	0.02
K ₂ O	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	0.32	0.36	0.33	0.40	0.36	0.33	0.33	0.32	0.32
Total	100.44	100.62	100.82	100.47	101.16	100.36	100.13	100.38	100.75	99.98	99.92	100.05	100.65
Nombre de cations/ 4 O													
Si	1.00	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-
Cr	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.24	0.23	0.24	0.30	0.27	0.24	0.23	0.18	0.22	0.23	0.24	0.25	0.24
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.74	1.75	1.75	1.71	1.71	1.75	1.75	1.81	1.77	1.76	1.75	1.74	1.74
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00
K	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Fo (%)	88.08	88.33	87.86	85.22	86.19	88.15	88.15	90.91	89.05	88.29	88.10	87.52	87.95
Fa (%)	11.92	11.67	12.14	14.78	13.81	11.85	11.85	9.09	10.95	11.71	11.90	12.48	12.05

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

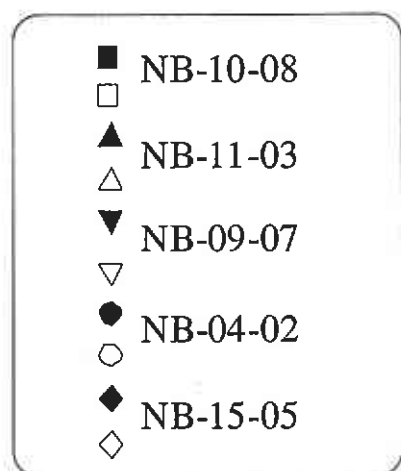
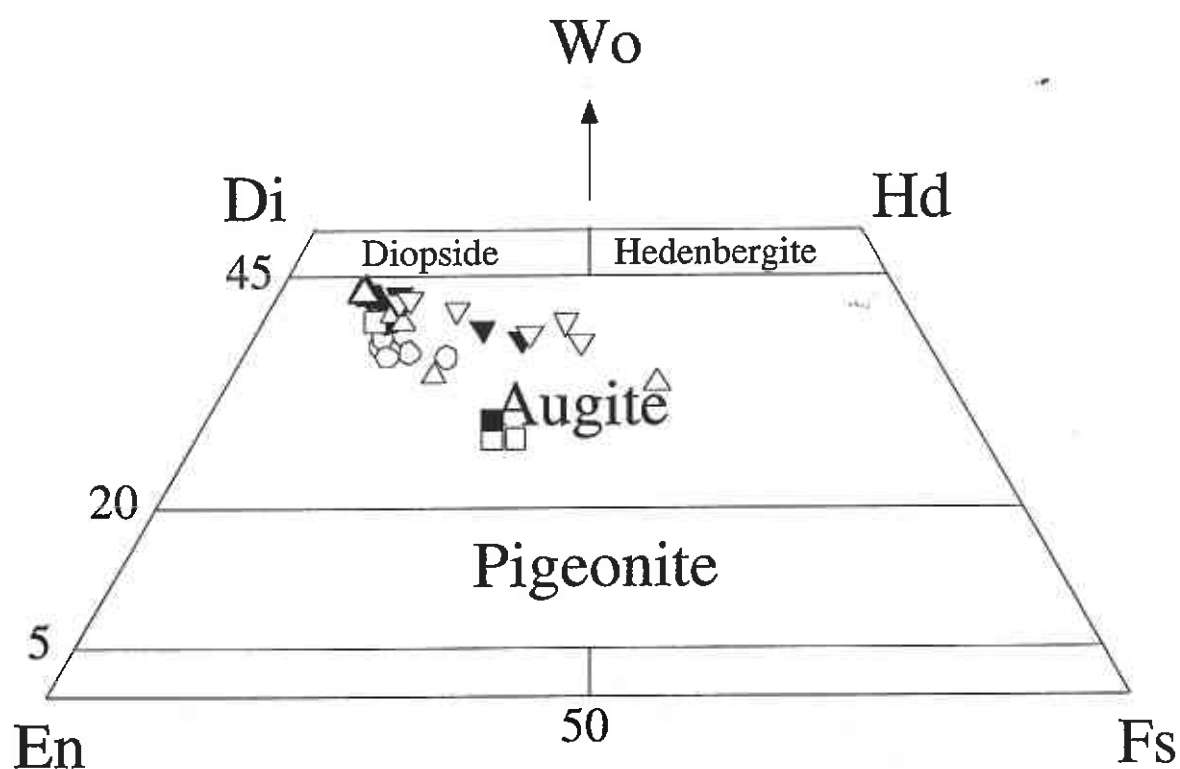
	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	41.31	40.06	40.21	40.55	40.33	40.15	40.44	40.55	40.44	40.68	40.67	40.70
Al ₂ O ₃	0.06	0.04	0.03	0.04	0.07	0.06	0.08	0.04	0.01	0.08	0.02	0.08
TiO ₂	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.02	-
Cr ₂ O ₃	0.06	0.02	0.09	0.08	0.19	0.13	0.08	0.08	0.10	0.05	0.06	0.04
FeO *	11.33	11.40	12.25	11.76	9.72	11.27	11.75	11.49	11.66	11.51	11.68	11.57
MnO	0.17	0.20	0.15	0.15	0.14	0.12	0.21	0.17	0.21	0.19	0.17	0.17
MgO	46.54	47.38	47.33	47.52	48.63	47.57	47.14	46.53	46.78	46.64	46.88	46.85
CaO	0.32	0.33	0.30	0.30	0.16	0.26	0.27	0.30	0.27	0.26	0.32	0.30
Na ₂ O	0.00	0.05	0.03	0.02	-	0.01	0.03	-	0.02	0.05	-	-
K ₂ O	0.00	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0.34	0.34	0.31	0.33	0.38	0.32	0.33	0.33	0.32	0.33	0.34	0.32
Total	100.12	99.83	100.69	100.77	99.66	99.89	100.33	99.53	99.83	99.81	100.16	100.04
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.02	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	1.00	1.01	1.00	1.01	1.00	1.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	-
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.23	0.24	0.25	0.24	0.20	0.23	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.71	1.75	1.74	1.74	1.79	1.76	1.74	1.72	1.73	1.72	1.73	1.73
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	-
K	0.00	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	2.98	3.01	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	2.99	2.99	2.99
Fo (%)	87.98	88.11	87.32	87.81	89.92	88.27	87.73	87.84	87.73	87.84	87.74	87.83
Fa (%)	12.02	11.89	12.68	12.19	10.08	11.73	12.27	12.16	12.27	12.16	12.26	12.17

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal	Bordure Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)									
SiO ₂	40.87	40.49	41.00	40.93	40.62	40.71	40.30	40.39	40.75
Al ₂ O ₃	0.05	0.08	0.10	0.04	0.09	0.05	0.07	0.11	0.10
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.07	0.11	0.08	0.05	0.11	0.15	0.10	0.13	0.14
FeO *	11.67	11.56	11.61	11.62	11.58	11.77	11.70	11.71	11.47
MnO	0.20	0.18	0.21	0.19	0.24	0.12	0.18	0.18	0.20
MgO	46.73	46.69	46.68	46.96	46.64	47.35	46.98	46.47	47.10
CaO	0.28	0.31	0.33	0.28	0.28	0.31	0.28	0.25	0.33
Na ₂ O	-	-	0.00	0.01	0.04	-	-	0.01	0.00
K ₂ O	-	-	-	-	0.02	0.00	-	0.00	-
NiO	0.35	0.31	0.31	0.33	0.32	0.33	0.33	0.34	0.32
Total	100.21	99.74	100.31	100.40	99.93	100.78	99.95	99.62	100.44
Nombre de cations/ 4 O									
Si	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.72	1.73	1.71	1.72	1.72	1.73	1.74	1.72	1.73
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00
K	-	-	-	-	0.00	0.00	-	0.00	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	2.99	2.99	2.99	2.99	2.99	3.00	3.00	2.99	2.99
Fo (%)	87.72	87.80	87.76	87.81	87.77	87.76	87.74	87.61	87.98
Fa (%)	12.28	12.20	12.24	12.19	12.23	12.24	12.26	12.39	12.02

11.1.2. Ride de Béata

(a) Gabbros et dolérites : analyses des clinopyroxènes



Symboles pleins : coeurs
Symboles ouverts : bordures

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	NB-04-02	NB-04-02	NB-04-02	NB-04-02	NB-04-02	NB-04-02	NB-04-02	NB-04-02	NB-04-02	NB-04-02	NB-09-07	NB-09-07	NB-09-07	NB-09-07
Analyses en poids d'oxyde (%)	Cœur	Cœur	Bordure	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur	Bordure	Exsolution	Cœur	Cœur	Bordure	Bordure	
SiO ₂	51.81	51.79	52.8	50.2	53.18	51.51	52.15	52.51	52.28	52.84	52.34	50.94	52.5	
Al ₂ O ₃	3.39	3.44	2.54	6.25	2.35	2.2	2.26	2.36	2.29	2.22	2.34	2.69	2.31	
TiO ₂	0.55	0.59	0.44	0.46	0.47	0.68	0.57	0.44	0.43	0.64	0.61	1.06	0.62	
Cr ₂ O ₃	0.14	0.15	0.06	0.02	0.08	0.04	0.01	0.05	0.05	0.24	0.1	0.05	0.15	
FeO *	7.18	7.02	7.71	7.98	6.82	11.82	9.59	7.58	8.41	7.16	7.53	10.78	7.37	
MnO	0.15	0.2	0.24	0.22	0.15	0.34	0.29	0.23	0.26	0.2	0.21	0.21	0.18	
MgO	16.95	16.98	17.98	17.06	17.54	15.8	17.03	17.69	17.88	16.59	16.32	14.45	16.56	
CaO	19.4	19.61	18.62	17.63	20	17.78	18.09	19.07	17.98	20.92	20.93	20.11	20.97	
Na ₂ O	0.24	0.23	0.18	0.2	0.2	0.24	0.19	0.23	0.22	0.27	0.28	0.37	0.26	
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	-	0.01	0.01	0.01	0.01	-	
NiO	0.03	-	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	-	
Total	99.86	100.02	100.59	100.04	100.82	100.45	100.22	100.18	99.84	101.13	100.69	100.69	100.92	
Nombre de cations/ 6 O														
Si	1.91	1.90	1.93	1.84	1.93	1.92	1.93	1.93	1.93	1.93	1.92	1.90	1.92	
Al	0.15	0.15	0.11	0.27	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.12	0.10	
Ti	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
Fe	0.22	0.22	0.24	0.24	0.21	0.37	0.30	0.23	0.26	0.22	0.23	0.34	0.23	
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Mg	0.93	0.93	0.98	0.93	0.95	0.88	0.94	0.97	0.98	0.90	0.89	0.80	0.90	
Ca	0.76	0.77	0.73	0.69	0.78	0.71	0.72	0.75	0.71	0.82	0.82	0.80	0.82	
Na	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	
Ni	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	
Total	4.01	4.01	4.01	4.02	4.01	4.02	4.02	4.02	4.02	4.01	4.02	4.03	4.02	
Wo (%)	39.9	40.3	37.5	37.0	40.2	36.3	36.7	38.4	36.4	42.2	42.3	41.4	42.1	
En (%)	48.5	48.5	50.4	49.9	49.1	44.9	48.1	49.6	50.3	46.5	45.9	41.3	46.3	
Fs (%)	11.5	11.2	12.1	13.1	10.7	18.8	15.2	11.9	13.3	11.3	11.9	17.3	11.6	

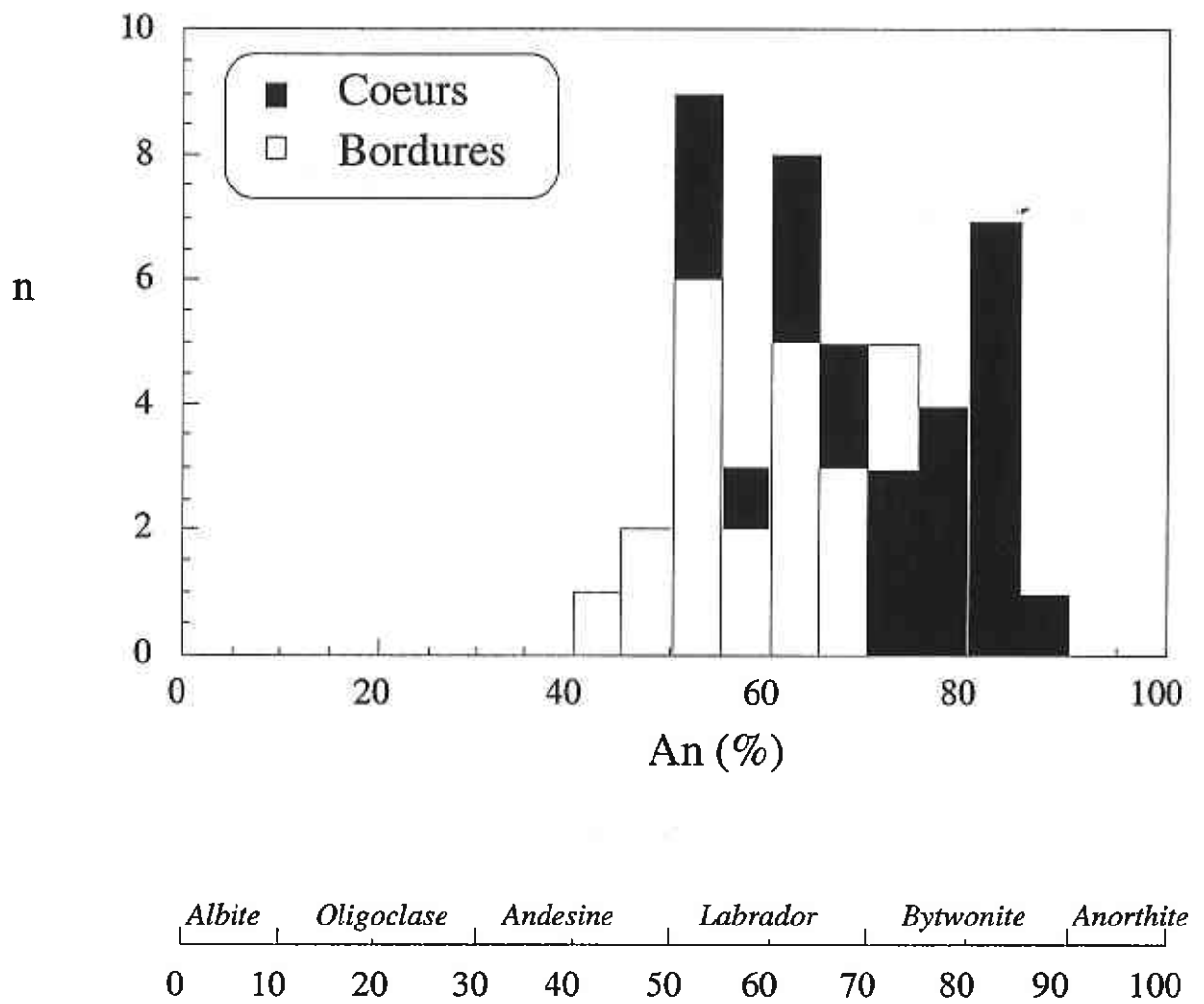
Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	NB-09-07	NB-09-07	NB-09-07	NB-09-07	NB-09-07	NB-10-08	NB-10-08	NB-10-08	NB-10-08	NB-10-08	NB-10-08	NB-11-03	NB-11-03
Analyses en poids d'oxyde (%)	Cœur	Bordure	Cœur	Bordure	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur	Bordure
SiO ₂	52.02	51.61	52.52	50.73	52.91	52.42	51.22	52.5	53.4	51.54	51.1	52.53	52.34
Al ₂ O ₃	1.65	0.96	2.21	1.27	2.05	2.59	1.95	3.01	1.63	1.98	3.33	2.21	2.8
TiO ₂	0.94	0.64	0.56	0.9	0.61	0.47	0.7	0.36	0.34	0.67	0.58	0.22	0.31
Cr ₂ O ₃	0.04	-	0.22	0.04	0.08	0.06	0.04	0.75	0.05	0.03	0.01	0.76	0.69
FeO *	12.91	18.42	7.08	16.76	7.94	7.27	17.09	5.1	6.63	16.36	17.86	4.74	4.95
MnO	0.33	0.56	0.2	0.47	0.23	0.21	0.46	0.13	0.19	0.47	0.53	0.11	0.14
MgO	14.13	10.88	16.48	10.88	16.21	17.32	15.74	17.38	17.79	15.31	14.59	17.48	17.23
CaO	19.29	18.06	21.35	18.91	21.26	19.91	13.28	21.16	20.08	14.12	12.81	21.12	21.12
Na ₂ O	0.35	0.28	0.28	0.3	0.26	0.21	0.25	0.2	0.21	0.21	0.24	0.2	0.17
K ₂ O	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.11	0.01	0.01
NiO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.04	0.05	0.02	-	0.03	0.01
Total	101.68	101.44	100.93	100.29	101.59	100.48	100.75	100.64	100.38	100.71	101.16	99.41	99.77
Nombre de cations/ 6 O													
Si	1.93	1.96	1.92	1.95	1.93	1.92	1.93	1.91	1.95	1.93	1.91	1.93	1.92
Al	0.07	0.04	0.10	0.06	0.09	0.11	0.09	0.13	0.07	0.09	0.15	0.10	0.12
Ti	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Cr	0.00	-	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
Fe	0.40	0.59	0.22	0.54	0.24	0.22	0.54	0.16	0.20	0.51	0.56	0.15	0.15
Mn	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
Mg	0.78	0.62	0.90	0.62	0.88	0.95	0.88	0.94	0.97	0.86	0.81	0.96	0.94
Ca	0.77	0.74	0.84	0.78	0.83	0.78	0.53	0.82	0.79	0.57	0.51	0.83	0.83
Na	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
K	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.01	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Total	4.02	4.01	4.02	4.01	4.02	4.02	4.02	4.01	4.01	4.01	4.01	4.01	4.01
Wo (%)	39.3	38.0	42.9	40.1	42.5	40.1	27.4	42.9	40.2	29.3	27.2	43.0	43.1
En (%)	40.1	31.8	46.0	32.1	45.1	48.5	45.1	49.0	49.5	44.2	43.1	49.5	49.0
Fs (%)	20.6	30.2	11.1	27.8	12.4	11.4	27.5	8.1	10.3	26.5	29.6	7.5	7.9

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	NB-11-03	NB-11-03	NB-11-03	NB-11-03	NB-11-03	NB-11-03	NB-11-03	NB-11-03	NB-15-05	NB-15-05	NB-15-05	NB-15-05	NB-15-05	NB-15-05
Analyses en poids d'oxyde (%)	Cœur	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur	Cœur	Cœur	Exsolution
SiO ₂	51.98	51.57	53.07	52.81	51.86	52.58	53.1	49.94	52.02	51.83	52.23	52.48	52.59	51.39
Al ₂ O ₃	3.16	1.83	2.26	1.82	3.26	2.36	2.31	1.11	2.57	2.14	2.55	2.26	2.27	2.25
TiO ₂	0.28	0.49	0.25	0.38	0.26	0.39	0.33	0.69	0.34	0.51	0.35	0.31	0.34	0.61
Cr ₂ O ₃	1	0.04	0.62	0.01	0.9	0.01	0.05	0.02	0.53	0.09	0.58	0.43	0.47	0.05
FeO *	4.84	11.73	4.84	8.37	4.87	7.45	6.18	23.17	5.09	7.45	5.36	5.45	5.35	7.2
MnO	0.15	0.34	0.19	0.23	0.1	0.2	0.23	0.65	0.17	0.18	0.18	0.17	0.15	0.21
MgO	16.98	16.58	17.52	16.94	17.21	17.04	17.2	8.96	17.29	16.31	17.36	17.49	17.44	16.37
CaO	21.39	16.77	21.45	20.01	21.4	20.5	21.13	15.18	21.48	20.83	21.12	21.22	21.33	20.99
Na ₂ O	0.21	0.22	0.19	0.21	0.23	0.19	0.17	0.18	0.18	0.3	0.22	0.17	0.21	0.24
K ₂ O	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01	-	-	0.02
NiO	0.05	0.04	0.01	0.05	0.06	0.03	0.01	0.01	0.07	-	0.06	0.02	0.04	0.05
Total	100.05	99.62	100.4	100.84	100.16	100.76	100.71	99.92	99.74	99.65	100.02	100	100.19	99.38
Nombre de cations/ 6 O														
Si	1.90	1.93	1.93	1.94	1.90	1.92	1.93	1.96	1.91	1.92	1.92	1.92	1.92	1.91
Al	0.14	0.08	0.10	0.08	0.14	0.10	0.10	0.05	0.11	0.09	0.11	0.10	0.10	0.10
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Cr	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00
Fe	0.15	0.37	0.15	0.26	0.15	0.23	0.19	0.76	0.16	0.23	0.16	0.17	0.16	0.22
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg	0.93	0.93	0.95	0.93	0.94	0.93	0.93	0.53	0.95	0.90	0.95	0.96	0.95	0.91
Ca	0.84	0.67	0.84	0.79	0.84	0.80	0.82	0.64	0.85	0.83	0.83	0.83	0.84	0.84
Na	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
K	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-	-	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.01	4.02	4.01	4.02	4.02	4.02	4.01	4.00	4.02	4.02	4.02	4.02	4.02	4.03
Wo (%)	43.8	34.2	43.2	39.9	43.5	41.0	42.4	33.2	43.4	42.2	42.7	42.6	42.9	42.5
En (%)	48.4	47.1	49.1	47.0	48.7	47.4	48.0	27.3	48.6	46.0	48.8	48.9	48.8	46.1
Fs (%)	7.7	18.7	7.6	13.0	7.7	11.6	9.7	39.5	8.0	11.8	8.5	8.5	8.4	11.4

(b) Gabbros et dolérites : analyses des plagioclases :



Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	NB-04-02 Cœur	NB-04-02 Cœur	NB-04-02 Bordure	NB-04-02 Cœur	NB-04-02 Bordure	NB-04-02 Cœur	NB-04-02 Bordure	NB-04-02 Cœur	NB-04-02 Bordure	NB-09-07 Cœur	NB-09-07 Cœur	NB-09-07 Bordure	NB-09-07 Bordure
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>													
SiO ₂	50.47	50.68	56.03	52.39	57.99	51.2	54.56	54.66	55.36	52.04	52.11	59.23	63.86
Al ₂ O ₃	30.98	30.48	27.58	29.54	26.38	30.52	28.45	28.34	28.22	30.45	30.44	25.9	20.28
TiO ₂	0.07	0.03	0.06	0.02	0.08	0.04	0.01	0.06	0.05	0.06	0.06	0.08	0.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.04	-	0.01	0.01	0.04	0.04	0.04
FeO *	0.89	0.77	0.66	0.86	0.72	0.83	0.74	0.73	0.73	0.63	0.52	0.49	2.59
MnO	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	-	0.04
MgO	0.15	0.13	0.08	0.11	0.05	0.15	0.12	0.09	0.09	0.15	0.17	0.03	1.17
CaO	14.46	14.37	10.43	12.97	9	13.94	11.46	11.51	10.99	13.97	13.7	7.99	2.45
Na ₂ O	3.26	3.47	5.62	4.25	6	3.46	4.99	4.91	5.3	3.78	3.87	7.13	8.92
K ₂ O	0.05	0.04	0.07	0.04	0.59	0.02	0.06	0.05	0.06	0.03	0.03	0.15	0.9
NiO	0.01	0.01	0.05	0.02	0.02	-	0.02	-	0.02	0.02	-	0.02	0.01
Total	100.39	100.03	100.64	100.22	100.88	100.23	100.46	100.38	100.86	101.17	100.96	101.06	100.27
<i>Nombre de cations/ 8 O</i>													
Si	2.30	2.32	2.51	2.38	2.59	2.33	2.46	2.46	2.48	2.35	2.35	2.63	2.85
Al	1.66	1.64	1.46	1.58	1.39	1.64	1.51	1.51	1.49	1.62	1.62	1.35	1.07
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.08
Ca	0.71	0.70	0.50	0.63	0.43	0.68	0.55	0.56	0.53	0.67	0.66	0.38	0.12
Na	0.29	0.31	0.49	0.37	0.52	0.31	0.44	0.43	0.46	0.33	0.34	0.61	0.77
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Total	5.01	5.02	5.00	5.01	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	5.01	5.01	5.00	5.03
Ab (%)	28.89	30.34	49.17	37.14	52.81	30.96	43.92	43.44	46.44	32.8	33.8	61.2	82.1
An (%)	70.82	69.43	50.43	62.63	43.77	68.92	55.74	56.27	53.21	67.0	66.1	37.9	12.5
Or (%)	0.29	0.23	0.40	0.23	3.42	0.12	0.35	0.29	0.35	0.2	0.2	0.8	5.4

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	NB-09-07 Cœur	NB-09-07 Bordure	NB-09-07 Cœur	NB-09-07 Bordure	NB-09-07 Cœur	NB-09-07 Bordure	NB-09-07 Bordure	NB-10-08 Cœur	NB-10-08 Bordure	NB-10-08 Cœur	NB-10-08 Bordure	NB-10-08 Bordure
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>												
SiO ₂	56.76	60.07	51.62	56.66	52.41	60.27	52.56	53.35	53.82	53.05	55.38	58.8
Al ₂ O ₃	27.29	25.23	30.62	27.31	29.98	24.57	29.95	28.71	28.71	29.08	27.73	25.49
TiO ₂	0.08	0.03	0.07	0.08	0.07	0.08	0.03	0.07	0.06	0.01	0.07	0.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	-	-	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02
FeO *	0.72	0.48	0.72	0.65	0.71	0.63	0.67	0.87	1	1.01	0.93	0.68
MnO	0.03	0.03	0.05	0.01	-	0.03	0.01	0.03	-	0.01	0.01	0.01
MgO	0.08	0.03	0.11	0.07	0.15	0.03	0.17	0.14	0.12	0.15	0.09	0.03
CaO	10.27	7.28	14.19	10.08	13.65	6.84	13.59	12.33	12.17	12.51	10.81	8.18
Na ₂ O	5.93	7.54	3.73	6	4.02	7.67	4.06	4.54	4.56	4.28	5.32	6.67
K ₂ O	0.09	0.17	0.05	0.1	0.04	0.17	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.08
NiO	0.02	0.01	0.02	-	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
Total	101.28	100.88	101.18	100.96	101.08	100.32	101.11	100.11	100.52	100.19	100.44	100
<i>Nombre de cations/ 8 O</i>												
Si	2.53	2.66	2.33	2.53	2.36	2.68	2.37	2.42	2.43	2.41	2.49	2.63
Al	1.43	1.32	1.63	1.44	1.59	1.29	1.59	1.54	1.53	1.56	1.47	1.35
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Ca	0.49	0.35	0.69	0.48	0.66	0.33	0.66	0.60	0.59	0.61	0.52	0.39
Na	0.51	0.65	0.33	0.52	0.35	0.66	0.35	0.40	0.40	0.38	0.46	0.58
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.01	5.01	5.02	5.01	5.01	5.00	5.01	5.01	5.00	5.00	5.00	4.99
Ab (%)	50.8	64.6	32.1	51.6	34.7	66.3	35.0	39.89	40.29	38.15	46.94	59.33
An (%)	48.7	34.5	67.6	47.9	65.1	32.7	64.7	59.87	59.42	61.62	52.71	40.21
Or (%)	0.5	1.0	0.3	0.6	0.2	1.0	0.3	0.23	0.29	0.23	0.35	0.47

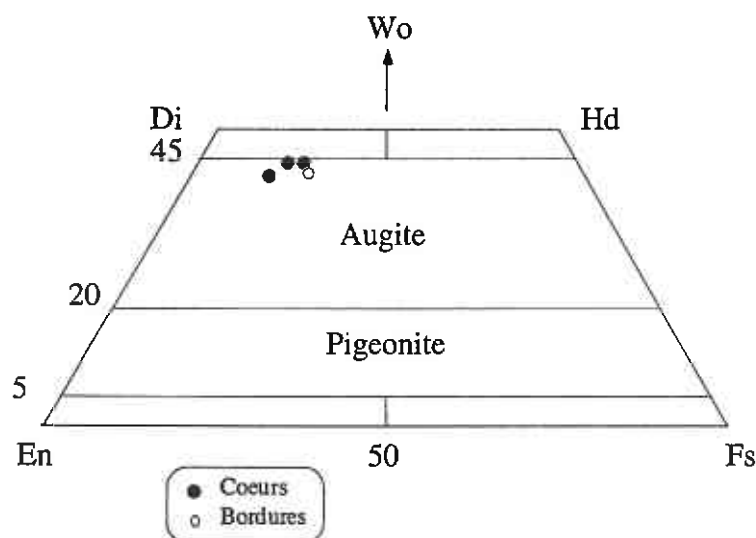
Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	NB-10-08 Cœur	NB-10-08 Bordure	NB-11-03 Cœur	NB-11-03 Bordure	NB-11-03 Cœur	NB-11-03 Cœur	NB-11-03 Bordure	NB-11-03 Bordure	NB-11-03 Cœur	NB-11-03 Bordure	NB-11-03 Cœur	NB-11-03 Bordure	NB-15-05 Microcristal	NB-15-05 Microcristal
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>														
SiO ₂	55.68	56.1	47.26	51.96	47.64	48.01	48.8	56.15	48.02	51.22	50.48	49.83	48.21	49.13
Al ₂ O ₃	27.8	27.11	32.87	29.49	31.86	31.89	29.99	26.47	32.15	29.55	30.57	30.99	32.09	30.74
TiO ₂	0.1	0.07	0.02	0.03	0.03	0.03	0.06	0.01	0.03	-	0.03	0.02	0.05	0.03
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	0.01	0.04	0.04	0.04	0.01	0.02	-	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02
FeO *	0.74	0.86	0.7	0.86	1.34	0.65	1.66	0.88	0.73	0.67	0.71	0.8	0.56	1.11
MnO	0.01	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	-	0.02	-
MgO	0.07	0.08	0.17	0.13	0.57	0.18	0.96	0.15	0.15	0.17	0.19	0.18	0.02	0.16
CaO	10.77	10.29	17.23	13.76	16.26	16.39	13.7	9.8	16.64	13.89	14.97	15.11	16.16	14.6
Na ₂ O	5.34	5.58	1.8	3.94	2.17	2.26	3.08	6.1	2.2	3.65	3.18	3.01	2.56	3.09
K ₂ O	0.05	0.06	-	0.02	0.02	-	0.08	0.06	-	0.03	-	0.01	0.05	0.34
NiO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	-
Total	100.62	100.24	100.11	100.28	99.97	99.5	98.39	99.68	99.95	99.25	100.19	100.03	99.77	99.22
<i>Nombre de cations/ 8 O</i>														
Si	2.50	2.53	2.18	2.37	2.20	2.22	2.28	2.54	2.21	2.36	2.31	2.28	2.22	2.28
Al	1.47	1.44	1.78	1.58	1.73	1.74	1.65	1.41	1.74	1.60	1.65	1.67	1.74	1.68
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-
Mg	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca	0.52	0.50	0.85	0.67	0.80	0.81	0.69	0.48	0.82	0.68	0.73	0.74	0.80	0.72
Na	0.46	0.49	0.16	0.35	0.19	0.20	0.28	0.54	0.20	0.33	0.28	0.27	0.23	0.28
K	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
Total	4.99	5.00	5.01	5.02	5.03	5.01	5.04	5.02	5.01	5.01	5.01	5.01	5.02	5.03
Ab (%)	47.15	49.36	15.90	34.09	19.43	19.97	28.78	52.79	19.31	32.17	27.77	26.48	22.22	27.15
An (%)	52.55	50.30	84.10	65.79	80.45	80.03	70.73	46.87	80.69	67.65	72.23	73.46	77.50	70.89
Or (%)	0.29	0.35	-	0.11	0.12	-	0.49	0.34	-	0.17	-	0.06	0.29	1.97

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

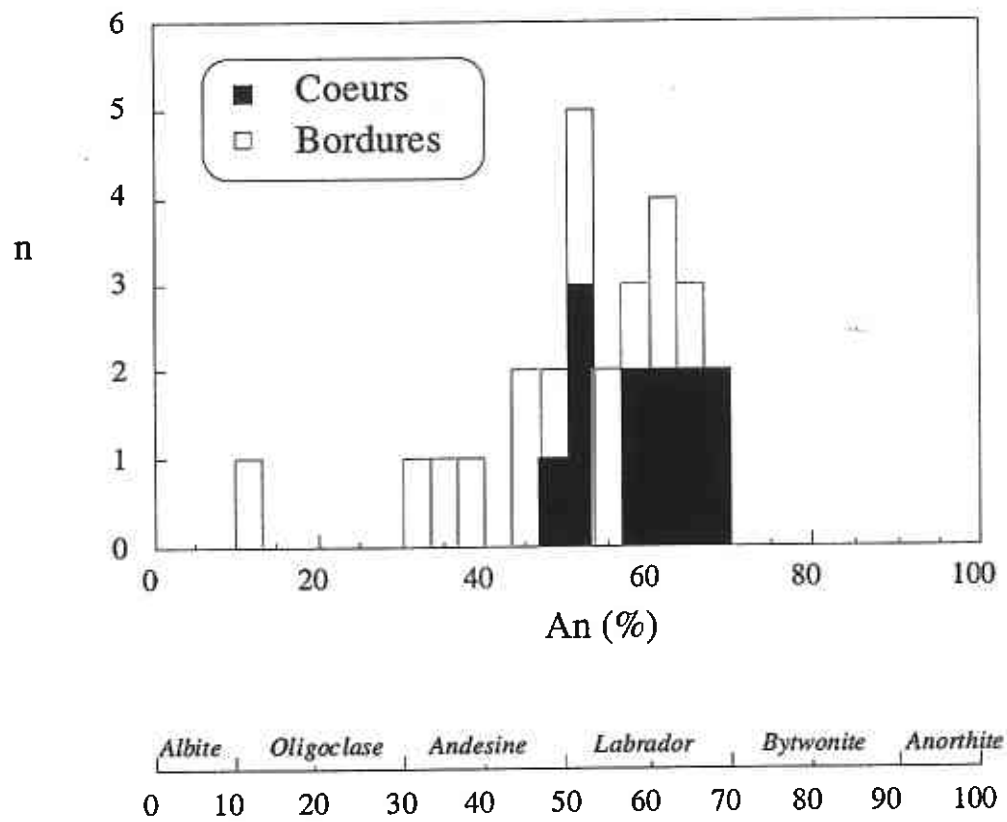
Echantillon	NB-15-05 Cœur	NB-15-05 Bordure	NB-15-05 Cœur	NB-15-05 Cœur	NB-15-05 Bordure	NB-15-05 Cœur	NB-15-05 Bordure	NB-15-05 Cœur	NB-15-05 Bordure	NB-15-05 Cœur	NB-15-05 Cœur	NB-15-05 Bordure	NB-15-05 Bordure
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>													
SiO ₂	47.15	51.72	47.05	48.07	52.07	48.06	51.51	46.51	51.74	47.49	47.96	51.77	51.38
Al ₂ O ₃	32.94	29.49	33.05	32.37	29.57	32.08	29.61	33.23	29.62	32.21	32.18	29.54	29.71
TiO ₂	0.03	0.1	-	0.03	0.08	0.01	0.14	0.01	0.11	0.05	0.01	0.08	0.1
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.04	-	0.03	0.02	0.02	0.04	0.05	0.03
FeO *	0.68	0.89	0.63	0.67	0.74	0.67	0.78	0.58	0.7	0.72	0.63	0.74	0.75
MnO	0.01	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03
MgO	0.03	0.22	0.08	0.03	0.07	0.05	0.09	0.05	0.05	0.07	0.06	0.07	0.11
CaO	17	13.05	17.58	16.51	13.27	16.4	13.7	17.57	13.31	16.48	16.29	13.25	13.53
Na ₂ O	1.87	4.09	1.81	2.35	4.28	2.42	4.05	1.71	4	2.25	2.39	4.14	4.11
K ₂ O	0.04	0.14	0.02	0.04	0.14	0.06	0.14	0.04	0.11	0.04	0.06	0.11	0.09
NiO	0.02	0.02	-	-	-	-	-	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.06
Total	99.78	99.77	100.28	100.11	100.28	99.8	100.05	99.77	99.7	99.38	99.66	99.79	99.9
<i>Nombre de cations/ 8 O</i>													
Si	2.18	2.37	2.17	2.21	2.37	2.22	2.35	2.15	2.37	2.20	2.21	2.37	2.35
Al	1.79	1.59	1.79	1.75	1.59	1.74	1.59	1.81	1.60	1.76	1.75	1.59	1.60
Ti	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.84	0.64	0.87	0.81	0.65	0.81	0.67	0.87	0.65	0.82	0.81	0.65	0.66
Na	0.17	0.36	0.16	0.21	0.38	0.22	0.36	0.15	0.35	0.20	0.21	0.37	0.36
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.01	5.02	5.02	5.02	5.03	5.02	5.03	5.02	5.01	5.02	5.02	5.02	5.03
Ab (%)	16.56	35.90	15.69	20.44	36.57	21.00	34.58	14.94	35.00	19.77	20.91	35.89	35.29
An (%)	83.20	63.29	84.20	79.34	62.65	78.65	64.64	84.83	64.36	80.00	78.75	63.48	64.20
Or (%)	0.23	0.81	0.11	0.23	0.79	0.34	0.79	0.23	0.63	0.23	0.35	0.63	0.51

(c) Basaltes : analyses des clinopyroxènes



Echantillon	NB-07-03 Phénocristal Cœur	NB-07-03 Phénocristal Cœur	NB-07-03 Phénocristal Bordure	NB-07-03 Microcristal Cœur
<i>Analyses en poids d'oxyde</i>				
SiO ₂	48.49	50.39	46.79	47.41
Al ₂ O ₃	4.59	3.39	5.96	5.2
TiO ₂	2.22	1.53	3	2.58
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.01	0.01
FeO *	9.25	8.03	9.5	9.25
MnO	0.24	0.18	0.25	0.16
MgO	13.59	14.73	13.33	13.53
CaO	20.76	21.42	20.62	20.98
Na ₂ O	0.54	0.46	0.55	0.52
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0
NiO	0.02	0.01	0.05	0.06
Total	99.74	100.17	100.07	99.7
<i>Nombre de cations / 6 O</i>				
Si	1.82	1.87	1.76	1.79
Al	0.20	0.15	0.26	0.23
Ti	0.06	0.04	0.08	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.29	0.25	0.30	0.29
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.76	0.82	0.75	0.76
Ca	0.84	0.85	0.83	0.85
Na	0.04	0.03	0.04	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.03	4.03	4.04	4.04
Wo (%)	44.3	44.5	44.3	44.6
En (%)	40.3	42.5	39.8	40.0
Fs (%)	15.4	13.0	15.9	15.4

(d) Basaltes : analyse des plagioclases

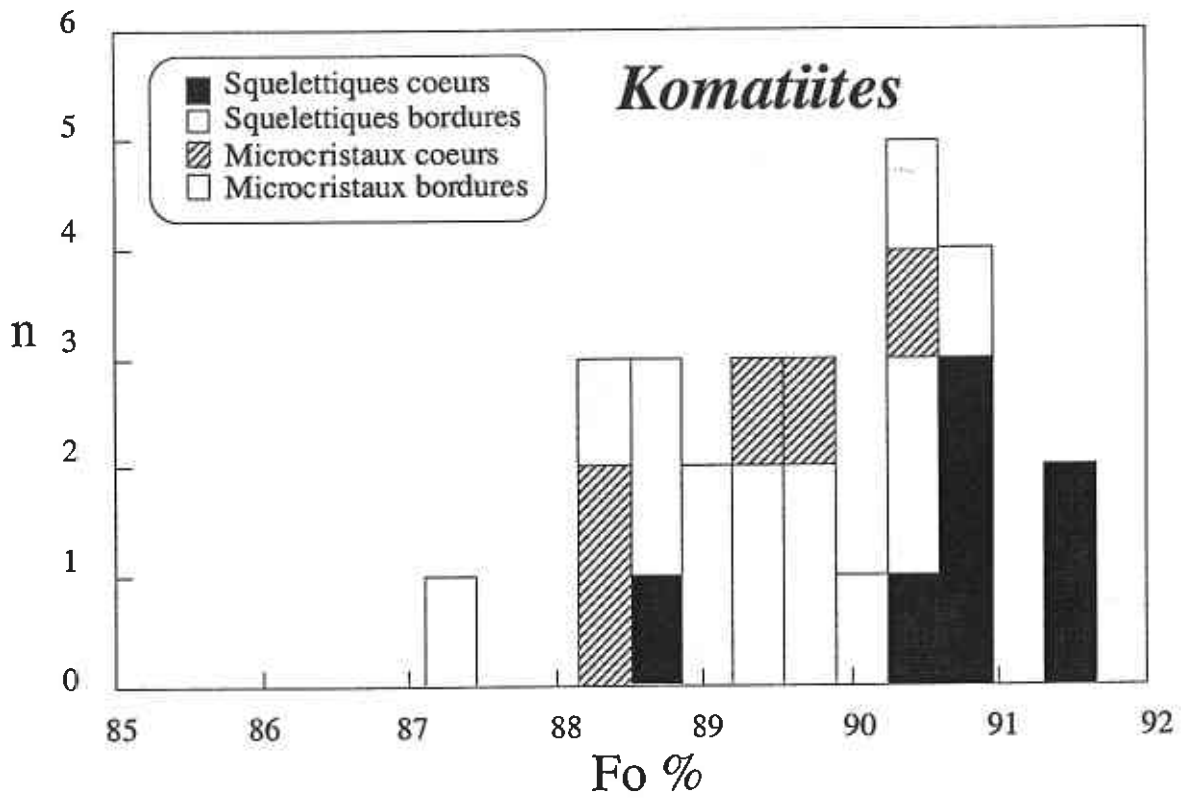


Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03	NB-07-03
	Cœur	Bordure	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur	Cœur	Microlite	Microlite	
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>																
SiO ₂	52.67	56.55	53.94	52.48	52.55	53.5	52.49	55.21	56.73	53.55	53.58	55.35	55.14	54.56	54.63	
Al ₂ O ₃	29.59	27.01	28.54	29.46	29.29	29.01	29.34	27.54	26.12	28.65	27.26	27.45	27.23	26.95	27.83	
TiO ₂	0.13	0.13	0.11	0.1	0.08	0.11	0.1	0.12	0.17	0.14	0.27	0.17	0.12	0.12	0.14	
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.04	0.01	0.04	0.04	0.03	0.01	0.04	0	0.01	0.05	0.04	0.01	0.04	
FeO *	0.67	0.87	0.72	0.69	0.67	0.65	0.65	0.81	1.06	0.83	1.06	0.79	0.65	0.86	0.7	
MnO	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0	0.03	
MgO	0.1	0.11	0.12	0.11	0.11	0.1	0.12	0.12	0.18	0.14	0.12	0.08	0.1	0.12	0.11	
CaO	12.71	9.52	11.74	12.64	12.3	11.74	12.31	10.37	9.06	11.5	11.53	10.09	10.74	11.04	10.62	
Na ₂ O	4.3	6.08	4.76	4.29	4.28	4.65	4.37	5.45	6.17	4.84	5.29	5.57	5.49	5.54	5.24	
K ₂ O	0.15	0.23	0.16	0.14	0.12	0.14	0.16	0.2	0.39	0.2	0.21	0.21	0.21	0.19	0.19	
NiO	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0	0.05	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0	0.02	0.02	
Total	100.4	100.59	100.15	99.97	99.47	99.97	99.66	99.87	99.96	99.88	99.36	99.79	99.73	99.41	99.55	
<i>Nombre de cations / 8 O</i>																
Si	2.39	2.54	2.44	2.39	2.40	2.43	2.39	2.50	2.56	2.43	2.46	2.51	2.50	2.49	2.48	
Al	1.58	1.43	1.52	1.58	1.58	1.55	1.58	1.47	1.39	1.53	1.47	1.46	1.46	1.45	1.49	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Ca	0.62	0.46	0.57	0.62	0.60	0.57	0.60	0.50	0.44	0.56	0.57	0.49	0.52	0.54	0.52	
Na	0.38	0.53	0.42	0.38	0.38	0.41	0.39	0.48	0.54	0.43	0.47	0.49	0.48	0.49	0.46	
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	5.01	5.01	5.00	5.01	5.00	5.00	5.01	5.01	5.02	5.01	5.04	5.01	5.01	5.03	5.00	
Ab (%)	37.6	52.9	41.9	37.7	38.4	41.4	38.7	48.2	54.0	42.7	44.8	49.4	47.5	47.1	46.6	
An (%)	61.5	45.8	57.1	61.4	60.9	57.8	60.3	50.7	43.8	56.1	54.0	49.4	51.3	51.9	52.2	
Or (%)	0.9	1.3	0.9	0.8	0.7	0.8	0.9	1.2	2.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	1.1	

11.1.3. Gorgona

(a) Komatiites : analyses des olivines



Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 525 Bordure	GOR 525 Cœur	GOR 525 Bordure	GOR 525 Bordure	GOR 525 Bordure	GOR 526 Cœur	GOR 525 Bordure	GOR 525 Cœur	GOR 525 Bordure	GOR 525 Cœur	GOR 525 Cœur	GOR 525 Bordure	GOR 540 Bordure	GOR 540 Bordure
	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Microcristal	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>														
SiO ₂	41.39	41.26	41.51	41.24	40.95	41.04	41.32	41.30	41.31	41.34	41.23	41.32	39.76	39.46
Al ₂ O ₃	0.08	0.11	0.09	0.07	0.09	0.11	0.07	0.08	0.07	0.13	0.10	0.10	0.15	0.03
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.02	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.05	0.11	0.08	0.12	0.10	0.10	0.09	0.09	0.14	0.14	0.09	0.05	0.21	0.04
FeO *	9.41	9.41	9.58	9.14	9.67	9.64	11.00	10.21	10.55	9.22	9.09	10.47	18.53	16.05
MnO	0.12	0.14	0.10	0.16	0.15	0.15	0.19	0.12	0.19	0.13	0.19	0.15	0.31	0.22
MgO	50.17	50.40	50.95	50.56	50.23	50.38	49.21	50.13	49.94	50.64	50.91	49.85	42.56	42.24
CaO	0.31	0.31	0.31	0.31	0.32	0.31	0.38	0.34	0.32	0.31	0.33	0.33	0.52	0.28
Na ₂ O	0.01	-	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
K ₂ O	-	0.02	0.02	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01
NiO	0.40	0.41	0.40	0.44	0.43	0.43	0.41	0.36	0.36	0.48	0.39	0.41	0.26	0.27
Total	101.95	102.18	103.08	102.08	101.96	102.19	102.69	102.67	102.91	102.42	102.35	102.69	102.34	98.62
<i>Nombre de cations / 4 O</i>														
Si	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19	0.19	0.22	0.20	0.21	0.18	0.18	0.21	0.39	0.34
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	1.80	1.80	1.81	1.81	1.80	1.81	1.76	1.79	1.78	1.81	1.82	1.78	1.59	1.61
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.00	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.00	2.99
Fo (%)	90.48	90.52	90.46	90.79	90.25	90.31	88.86	89.75	89.41	90.73	90.90	89.46	80.37	82.43
Fa (%)	9.52	9.48	9.54	9.21	9.75	9.69	11.14	10.25	10.59	9.27	9.10	10.54	19.63	17.57

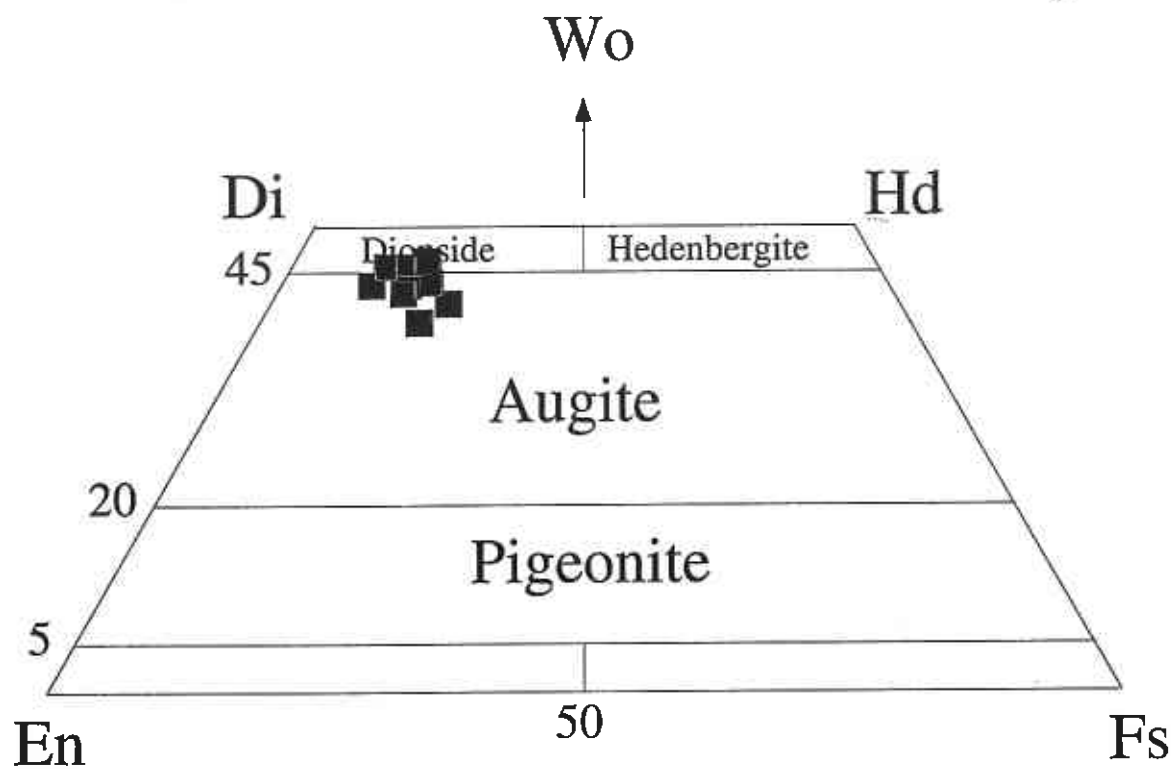
Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 540</i> Bordure	<i>GOR 540</i> Cœur	<i>GOR 540</i> Cœur	<i>GOR 540</i> Bordure	<i>GOR 540</i> Bordure	<i>GOR 540</i> Cœur	<i>GOR 540</i> Cœur	<i>GOR 540</i> Cœur	<i>GOR 540</i> Bordure	<i>GOR 538</i> Bordure	<i>GOR 538</i> Cœur	<i>GOR 538</i> Bordure	<i>GOR 538</i> Cœur
	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Squelettique	Squelettique		Spinifex	Spinifex	Microcristal	Microcristal	Squelettique	Squelettique
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>													
SiO ₂	39.44	40.27	40.57	40.44	39.63	39.56		39.94	39.99	40.91	41.08	41.47	41.53
Al ₂ O ₃	0.05	0.17	0.07	0.04	0.04	0.07		0.07	0.03	0.11	0.08	0.08	0.10
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02		0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.02
Cr ₂ O ₃	0.06	0.26	0.04	0.08	0.08	0.02		0.03	0.07	0.15	0.08	0.05	0.12
FeO *	18.66	14.10	12.04	13.74	18.09	19.32		16.52	17.24	10.78	11.39	9.96	8.56
MnO	0.30	0.22	0.15	0.19	0.31	0.30		0.28	0.29	0.18	0.18	0.15	0.16
MgO	42.52	46.17	48.22	46.69	43.63	42.38		44.83	44.48	49.31	48.84	50.24	51.19
CaO	0.32	0.33	0.25	0.27	0.29	0.34		0.23	0.31	0.35	0.33	0.35	0.32
Na ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01		0.01	0.01	0.01	-	-	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-		0.01	-	0.01	0.02	0.01	0.01
NiO	0.27	0.32	0.43	0.38	0.30	0.23		0.31	0.26	0.38	0.39	0.40	0.42
Total	101.65	101.87	101.81	101.87	102.40	102.25		102.24	102.69	102.20	102.40	102.71	102.44
<i>Nombre de cations / 4 O</i>													
Si	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99		0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.39	0.29	0.25	0.28	0.38	0.41		0.34	0.36	0.22	0.23	0.20	0.17
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01		0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.60	1.69	1.75	1.71	1.62	1.59		1.66	1.64	1.78	1.76	1.79	1.82
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	-	-	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-		0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00		0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.00	3.01	3.01	3.01	3.01		3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01
Fo (%)	80.25	85.38	87.72	85.83	81.13	79.64		82.87	82.14	89.08	88.43	89.99	91.43
Fa (%)	19.75	14.62	12.28	14.17	18.87	20.36		17.13	17.86	10.92	11.57	10.01	8.57

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 538</i> Cœur	<i>GOR 538</i> Bordure	<i>GOR 532</i> Cœur	<i>GOR 532</i> Bordure	<i>GOR 532</i> Bordure	<i>GOR 532</i> Bordure	<i>GOR 532</i> Cœur	<i>GOR 532</i> Bordure	<i>GOR 532</i> Cœur	<i>GOR 532</i> Bordure	<i>GOR 532</i> Cœur
	Squelettique	Squelettique	Microcristal Automorphe	Microcristal Automorphe	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Microcristal Automorphe	Microcristal Automorphe
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>											
SiO ₂	41.70	41.20	41.22	41.24	39.96	40.27	40.96	40.58	40.83	39.81	40.98
Al ₂ O ₃	0.08	0.08	0.06	0.09	0.10	0.05	0.09	0.06	0.06	0.12	0.06
TiO ₂	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	-	0.03	0.01	0.03	0.01
Cr ₂ O ₃	0.10	0.13	0.14	0.12	0.05	0.08	0.13	0.07	0.12	0.09	0.09
FeO *	8.51	10.06	11.41	11.75	10.89	9.92	9.16	10.99	11.14	12.10	10.64
MnO	0.17	0.15	0.25	0.21	0.20	0.15	0.12	0.15	0.17	0.18	0.18
MgO	51.44	50.06	48.61	49.12	48.15	49.48	50.21	48.57	48.67	46.71	49.57
CaO	0.30	0.33	0.36	0.35	0.38	0.29	0.34	0.34	0.33	0.57	0.35
Na ₂ O	0.01	0.03	-	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	-	0.02	-	0.01	0.01	-	0.03	0.01
NiO	0.41	0.45	0.38	0.38	0.37	0.35	0.42	0.36	0.37	0.32	0.38
Total	102.75	102.51	102.47	103.28	100.14	100.62	101.45	101.19	101.71	99.97	102.28
<i>Nombre de cations / 4 O</i>											
Si	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	0.98	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.17	0.20	0.23	0.24	0.22	0.20	0.19	0.22	0.23	0.25	0.21
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.82	1.79	1.75	1.76	1.77	1.80	1.81	1.77	1.76	1.73	1.78
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Na	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.01	3.00	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01
Fo (%)	91.51	89.87	88.37	88.17	88.74	89.89	90.72	88.74	88.62	87.31	89.25
Fa (%)	8.49	10.13	11.63	11.83	11.26	10.11	9.28	11.26	11.38	12.69	10.75

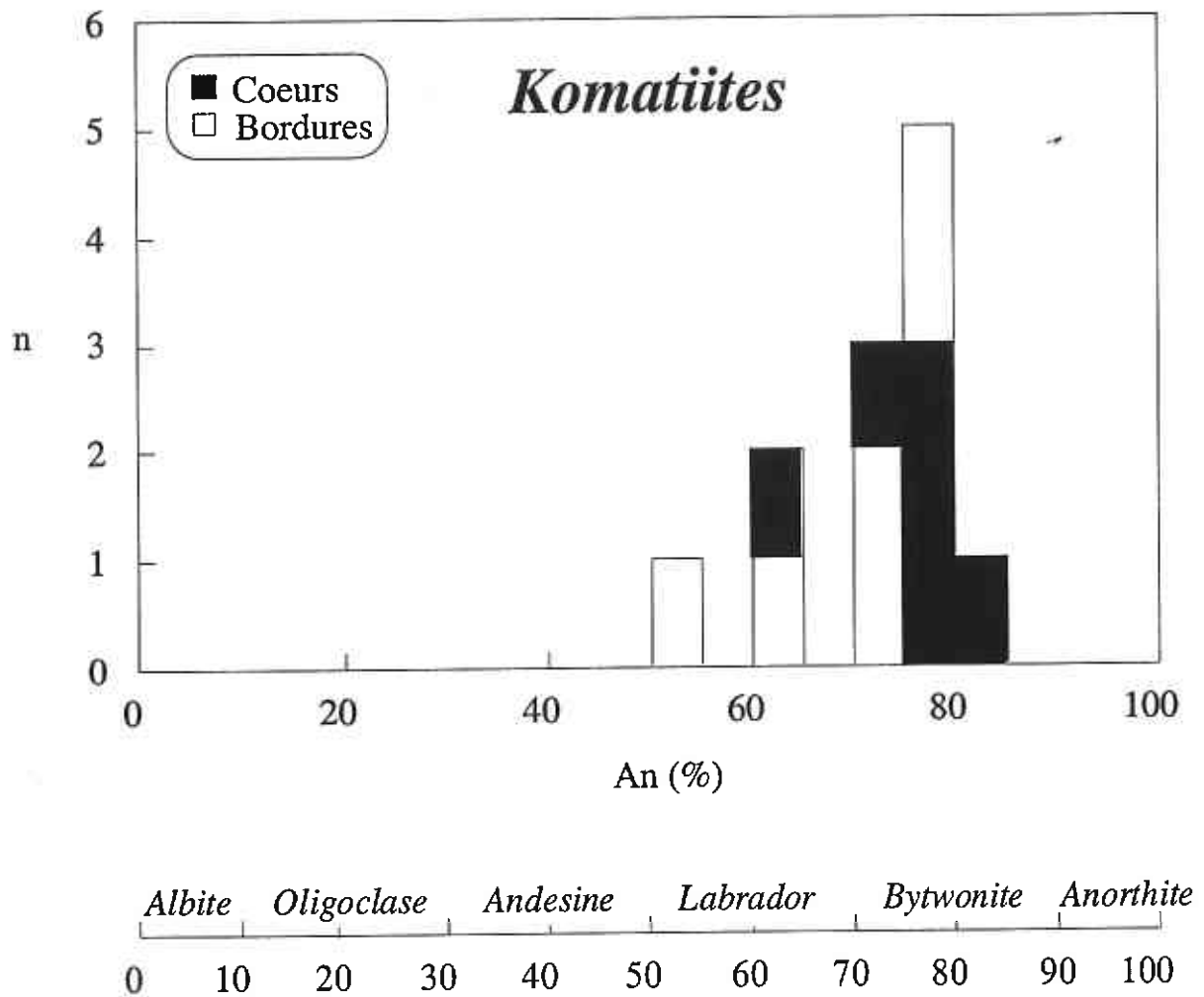
(a) Komatiites : analyses des pyroxènes



Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 525 Cœur	GOR 525 Bordure	GOR 525	GOR 525	GOR 540 Cœur	GOR 540 Cœur	GOR 540 Bordure	GOR 540 Cœur	GOR 540 Cœur	GOR 540 Cœur	GOR 538 Cœur	GOR 538 Bordure	GOR 532 Cœur	GOR 532 Cœur
						Automorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Microcristal Xénomorphe	Microcristal Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>														
SiO ₂	50.44	50.14	49.37	52.39	51.49	49.62	51.47	51.13	51.41	50.01	50.07	49.46	50.97	
Al ₂ O ₃	4.49	4.29	5.42	2.05	2.83	5.58	3.66	3.72	3.46	4.59	4.90	5.98	3.60	
TiO ₂	0.60	0.73	0.91	0.42	1.50	0.85	0.49	0.58	0.70	0.88	0.91	0.98	0.61	
Cr ₂ O ₃	0.23	0.06	0.16	0.04	0.53	0.30	0.93	0.90	0.69	0.19	0.13	0.27	0.07	
FeO *	8.55	10.20	7.43	9.38	5.11	7.34	5.50	5.73	6.59	8.28	8.06	7.64	8.37	
MnO	0.22	0.30	0.14	0.28	0.15	0.14	0.08	0.13	0.15	0.12	0.18	0.15	0.24	
MgO	14.72	14.50	14.42	16.28	17.10	14.72	16.07	15.82	15.49	14.77	14.86	14.89	15.26	
CaO	21.27	20.03	21.80	19.62	21.42	21.58	22.27	22.31	22.25	21.44	21.18	21.33	21.31	
Na ₂ O	0.28	0.31	0.24	0.21	0.37	0.27	0.31	0.32	0.33	0.25	0.24	0.28	0.23	
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	-	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	
NiO	0.03	0.02	0.01	0.05	0.05	0.01	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02	0.07	0.02	
Total	100.84	100.59	99.91	100.73	100.57	100.43	100.81	100.70	101.12	100.57	100.55	101.06	100.69	
<i>Nombre de cations / 6 O</i>														
Si	1.86	1.87	1.84	1.93	1.88	1.83	1.88	1.88	1.88	1.85	1.85	1.82	1.88	
Al	0.20	0.19	0.24	0.09	0.12	0.24	0.16	0.16	0.15	0.20	0.21	0.26	0.16	
Ti	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	
Fe	0.26	0.32	0.23	0.29	0.16	0.23	0.17	0.18	0.20	0.26	0.25	0.23	0.26	
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	
Mg	0.81	0.80	0.80	0.90	0.93	0.81	0.88	0.87	0.85	0.82	0.82	0.82	0.84	
Ca	0.84	0.80	0.87	0.78	0.84	0.85	0.87	0.88	0.87	0.85	0.84	0.84	0.84	
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	4.03	4.03	4.03	4.02	4.02	4.03	4.02	4.03	4.02	4.03	4.02	4.03	4.03	
Wo (%)	43.92	41.58	45.74	39.56	43.53	45.15	45.52	45.72	45.46	44.25	43.99	44.42	43.42	
En (%)	42.30	41.89	42.10	45.68	48.36	42.86	45.71	45.11	44.04	42.42	42.95	43.16	43.27	
Fs (%)	13.78	16.53	12.17	14.76	8.11	11.99	8.77	9.17	10.51	13.34	13.07	12.42	13.31	

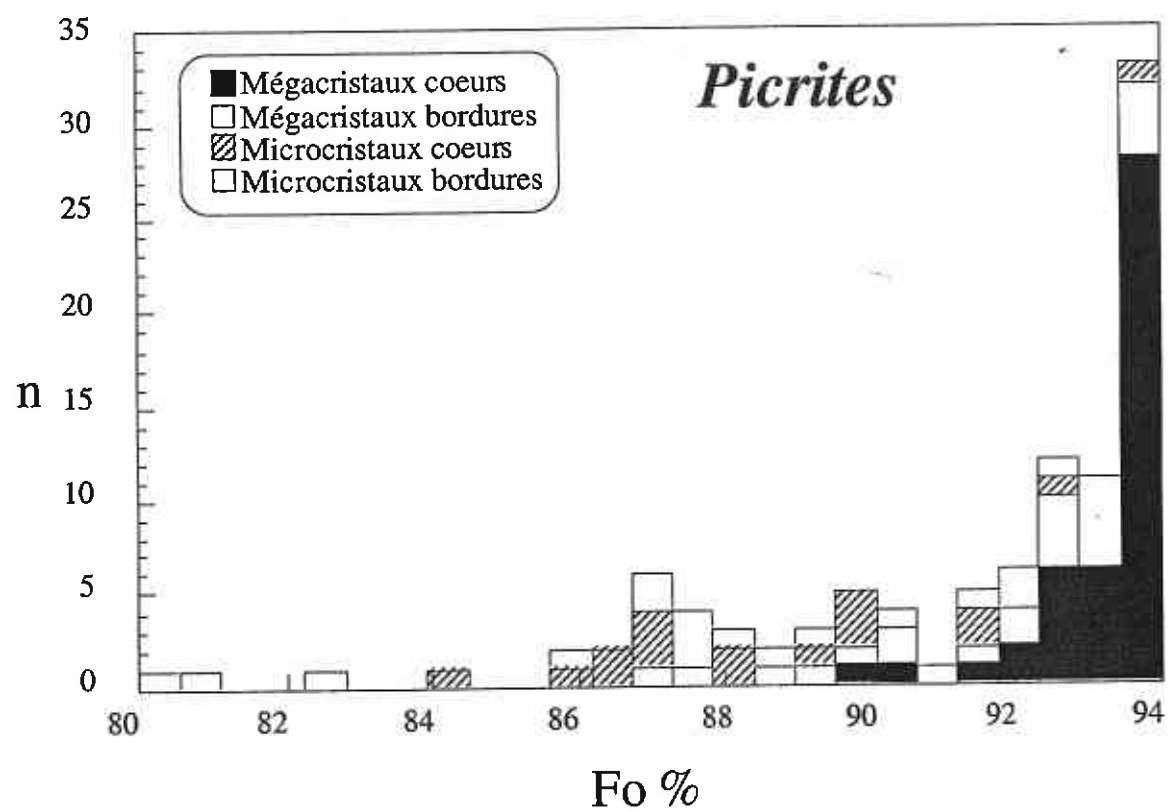
(a) Komatiites : analyses des plagioclases



Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 525 Bordure	GOR 525 Cœur	GOR 525 Xénomorphe	GOR 525 Cœur	GOR 525 Bordure	GOR 540 Bordure Microcristal	GOR 540 Bordure	GOR 540 Cœur	GOR 540 Cœur Microcristal	GOR 538 Cœur	GOR 532 Cœur Aciculaire	GOR 532 Cœur Xénomorphe
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>												
SiO ₂	53.16	49.54	49.81	50.16	50.19	48.83	53.68	52.32	47.14	50.30	49.23	48.68
Al ₂ O ₃	28.76	30.95	27.74	30.84	30.94	31.80	27.35	29.70	30.41	30.66	30.67	29.68
TiO ₂	0.04	0.03	0.09	0.03	0.03	0.04	0.06	0.08	0.06	0.04	0.04	0.01
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.04	0.01	0.04	-	0.04	0.03	-	0.03	0.04	0.02
FeO *	1.00	0.98	2.45	0.92	0.91	0.86	0.91	0.86	0.90	0.80	1.35	1.45
MnO	0.03	0.01	0.04	0.02	-	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03	0.02	0.07
MgO	0.11	0.44	2.76	0.42	0.32	0.10	0.19	0.05	0.07	0.37	0.50	2.95
CaO	12.53	15.88	15.34	15.59	15.49	15.82	10.66	13.32	18.36	15.28	15.79	14.16
Na ₂ O	4.44	2.52	2.79	2.77	2.94	2.75	5.36	4.14	2.31	2.99	2.60	2.90
K ₂ O	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	-	0.04	0.01	-	0.03	0.02	0.04
NiO	-	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	-
Total	100.14	100.43	101.09	100.78	100.89	100.25	98.33	100.56	99.30	100.54	100.28	99.96
<i>Nombre de cations / 8 O</i>												
Si	2.42	2.27	2.29	2.28	2.28	2.24	2.47	2.37	2.21	2.29	2.26	2.24
Al	1.54	1.67	1.50	1.65	1.66	1.72	1.49	1.59	1.68	1.65	1.66	1.61
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00
Fe	0.04	0.04	0.09	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.06
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.03	0.19	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.20
Ca	0.61	0.78	0.75	0.76	0.75	0.78	0.53	0.65	0.92	0.75	0.78	0.70
Na	0.39	0.22	0.25	0.24	0.26	0.24	0.48	0.36	0.21	0.26	0.23	0.26
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00
Ni	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
Total	5.01	5.01	5.08	5.01	5.02	5.02	5.02	5.01	5.06	5.01	5.02	5.08
Ab (%)	39.00	22.28	24.75	24.32	25.55	23.93	47.53	35.98	18.55	26.11	22.93	26.97
An (%)	60.82	77.60	75.19	75.63	74.39	76.07	52.24	63.97	81.45	73.72	76.95	72.78
Or (%)	0.17	0.12	0.06	0.06	0.06	-	0.23	0.06	-	0.17	0.12	0.24

(a) Picrites : analyses des olivines



Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Bordure
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>												
SiO ₂	40.96	41.44	41.37	41.03	41.20	40.88	40.93	41.33	41.24	41.14	40.95	
Al ₂ O ₃	0.11	0.10	0.10	0.10	0.12	0.14	0.05	0.17	0.12	0.13	0.12	
TiO ₂	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	-	0.02	-	0.01	
Cr ₂ O ₃	0.16	0.22	0.16	0.18	0.24	0.15	0.22	0.17	0.16	0.19	0.22	
FeO *	6.29	6.32	6.12	6.84	7.22	7.77	9.28	7.40	6.60	6.45	6.25	
MnO	0.08	0.12	0.09	0.09	0.09	0.17	0.13	0.10	0.12	0.11	0.09	
MgO	51.38	51.26	50.66	50.88	50.28	49.93	49.20	51.04	51.29	51.60	51.07	
CaO	0.31	0.31	0.32	0.33	0.26	0.32	0.32	0.28	0.32	0.33	0.28	
Na ₂ O	-	0.02	-	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.04	-	-	
K ₂ O	0.00	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00	
NiO	0.42	0.43	0.43	0.41	0.41	0.43	0.41	0.42	0.43	0.44	0.43	
Total	99.72	100.27	99.26	99.89	99.91	99.82	100.55	100.94	100.34	100.38	99.42	
<i>Nombre de cations/ 4 O</i>												
Si	0.99	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	1.00	
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ti	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	-	0.00	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe	0.13	0.13	0.12	0.14	0.15	0.16	0.19	0.15	0.13	0.13	0.13	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	1.86	1.84	1.84	1.84	1.82	1.82	1.79	1.83	1.85	1.86	1.85	
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Na	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	
K	0.00	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00	
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Total	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	
Fo (%)	93.57	93.53	93.66	92.99	92.54	91.98	90.43	92.48	93.26	93.44	93.58	
Fa (%)	6.43	6.47	6.34	7.01	7.46	8.02	9.57	7.52	6.74	6.56	6.42	

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 517 Cœur grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Cœur grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Cœur grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>												
SiO ₂	40.96	41.44	41.37	41.03	41.20	40.88	40.93	41.33	41.24	41.14	40.95	
Al ₂ O ₃	0.11	0.10	0.10	0.10	0.12	0.14	0.05	0.17	0.12	0.13	0.12	
TiO ₂	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	-	0.02	-	0.01	
Cr ₂ O ₃	0.16	0.22	0.16	0.18	0.24	0.15	0.22	0.17	0.16	0.19	0.22	
FeO *	6.29	6.32	6.12	6.84	7.22	7.77	9.28	7.40	6.60	6.45	6.25	
MnO	0.08	0.12	0.09	0.09	0.09	0.17	0.13	0.10	0.12	0.11	0.09	
MgO	51.38	51.26	50.66	50.88	50.28	49.93	49.20	51.04	51.29	51.60	51.07	
CaO	0.31	0.31	0.32	0.33	0.26	0.32	0.32	0.28	0.32	0.33	0.28	
Na ₂ O	-	0.02	-	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.04	-	-	
K ₂ O	0.00	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00	
NiO	0.42	0.43	0.43	0.41	0.41	0.43	0.41	0.42	0.43	0.44	0.43	
Total	99.72	100.27	99.26	99.89	99.91	99.82	100.55	100.94	100.34	100.38	99.42	
<i>Nombre de cations/ 4 O</i>												
Si	0.99	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	1.00	
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ti	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	-	0.00	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe	0.13	0.13	0.12	0.14	0.15	0.16	0.19	0.15	0.13	0.13	0.13	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	1.86	1.84	1.84	1.84	1.82	1.82	1.79	1.83	1.85	1.86	1.85	
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Na	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	
K	0.00	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00	
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Total	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	
Fo (%)	93.57	93.53	93.66	92.99	92.54	91.98	90.43	92.48	93.26	93.44	93.58	
Fa (%)	6.43	6.47	6.34	7.01	7.46	8.02	9.57	7.52	6.74	6.56	6.42	

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Cœur Microcristal	<i>GOR 517</i> Bordure Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	41.35	41.09	41.27	40.85	41.27	41.12	41.68	41.15	41.16	41.09	40.08	40.11
Al ₂ O ₃	0.10	0.13	0.10	0.10	0.13	0.10	0.11	0.14	0.13	0.09	0.09	0.07
TiO ₂	0.00	-	-	-	-	0.03	0.01	0.00	-	-	-	0.01
Cr ₂ O ₃	0.19	0.18	0.08	0.16	0.13	0.21	0.19	0.16	0.19	0.21	0.10	0.15
FeO *	6.30	6.33	6.34	6.23	6.38	6.00	6.56	7.19	6.65	7.14	12.41	12.36
MnO	0.12	0.11	0.10	0.15	0.15	0.12	0.08	0.10	0.10	0.14	0.16	0.19
MgO	51.63	51.79	52.06	51.56	51.81	51.04	50.51	50.57	51.22	51.07	47.01	47.09
CaO	0.32	0.27	0.31	0.27	0.25	0.28	0.30	0.25	0.28	0.29	0.37	0.32
Na ₂ O	-	-	-	-	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	-	-
K ₂ O	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.02	0.01	-	-
NiO	0.44	0.43	0.45	0.45	0.42	0.43	0.45	0.43	0.42	0.43	0.31	0.31
Total	100.46	100.33	100.70	99.83	100.56	99.37	99.90	100.02	100.18	100.48	100.53	100.60
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	1.01	1.00	1.00	0.99	0.99	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.15	0.13	0.14	0.26	0.26
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.85	1.86	1.86	1.86	1.86	1.85	1.82	1.83	1.85	1.84	1.73	1.74
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-
K	-	-	0.00	-	-	-	-	-	0.00	0.00	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	3.01	3.01	3.01	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00	3.01	3.01
Fo (%)	93.59	93.59	93.61	93.65	93.54	93.81	93.21	92.61	93.21	92.73	87.11	87.16
Fa (%)	6.41	6.41	6.39	6.35	6.46	6.19	6.79	7.39	6.79	7.27	12.89	12.84

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 517</i> Bordure Microcristal	<i>GOR 517</i> Cœur Microcristal	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 517</i> Bord grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 517</i> Cœur grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 517</i> Cœur Microcristal Automorphe	<i>GOR 517</i> Bordure Microcristal Automorphe
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	40.76	40.19	40.88	40.83	40.70	40.81	41.20	41.39	41.09	40.89	41.25	40.30
Al ₂ O ₃	0.07	0.08	0.09	0.26	0.14	0.12	0.12	0.12	0.12	0.10	0.05	0.14
TiO ₂	0.02	-	0.00	0.01	0.00	-	-	-	-	-	0.00	-
Cr ₂ O ₃	0.04	0.06	0.11	0.38	0.17	0.21	0.21	0.15	0.13	0.12	0.16	0.13
FeO *	17.13	11.57	9.45	6.33	6.97	8.51	6.37	6.24	6.21	6.06	6.17	10.57
MnO	0.26	0.15	0.12	0.07	0.14	0.15	0.11	0.14	0.15	0.09	0.08	0.19
MgO	41.21	47.37	49.01	50.57	51.31	49.69	51.11	51.47	51.60	51.45	51.37	48.64
CaO	0.44	0.34	0.43	0.33	0.27	0.29	0.33	0.27	0.29	0.26	0.28	0.33
Na ₂ O	0.04	0.01	-	-	-	0.00	0.00	0.02	-	0.03	0.02	0.03
K ₂ O	0.00	-	-	0.01	-	0.00	-	-	-	0.00	-	0.01
NiO	0.26	0.31	0.35	0.41	0.42	0.41	0.42	0.41	0.44	0.42	0.41	0.35
Total	100.23	100.09	100.43	99.18	100.12	100.18	99.87	100.21	100.02	99.44	99.79	100.71
<i>Nombre de cations/ 4 O</i>												
Si	1.03	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	0.00	-
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.36	0.24	0.19	0.13	0.14	0.17	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.22
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.55	1.75	1.78	1.84	1.86	1.81	1.85	1.85	1.86	1.86	1.85	1.78
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00
K	0.00	-	-	0.00	-	0.00	-	-	-	0.00	-	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	2.97	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01
Fo (%)	81.09	87.95	90.24	93.44	92.92	91.24	93.47	93.63	93.68	93.80	93.69	89.14
Fa (%)	18.91	12.05	9.76	6.56	7.08	8.76	6.53	6.37	6.32	6.20	6.31	10.86

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 517</i> Bordure Microcristal Automorphe	<i>GOR 517</i> Cœur Microcristal Automorphe	<i>GOR 517</i> Bordure Microcristal Automorphe	<i>GOR 545</i> Bordure Mégacristal	<i>GOR 545</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 545</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 545</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 545</i> Bordure Mégacristal	<i>GOR 545</i> Bordure Mégacristal	<i>GOR 545</i> Cœur Microcristal	<i>GOR 545</i> Bordure Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)											
SiO ₂	38.78	40.49	40.21	40.95	41.43	41.44	41.05	41.43	40.66	40.86	40.79
Al ₂ O ₃	0.05	0.09	0.03	0.06	0.10	0.10	0.10	0.13	0.10	0.12	0.09
TiO ₂	0.02	-	-	-	-	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01
Cr ₂ O ₃	0.02	0.05	0.12	0.11	0.10	0.10	0.07	0.08	0.09	0.10	0.09
FeO *	18.49	9.65	11.18	8.04	6.03	6.27	6.33	6.60	7.48	8.14	9.26
MnO	0.34	0.14	0.16	0.19	0.05	0.13	0.10	0.15	0.08	0.17	0.16
MgO	42.02	48.77	46.97	49.24	51.45	51.44	50.94	50.61	50.20	49.91	48.19
CaO	0.33	0.31	0.33	0.24	0.25	0.25	0.31	0.26	0.25	0.22	0.28
Na ₂ O	-	-	-	0.02	0.07	-	-	0.03	0.07	-	-
K ₂ O	-	0.01	-	-	-	-	0.01	0.01	-	-	0.01
NiO	0.23	0.38	0.30	0.38	0.43	0.43	0.42	0.43	0.41	0.41	0.36
Total	100.30	99.88	99.31	99.23	99.93	100.16	99.36	99.77	99.35	99.94	99.25
Nombre de cations/ 4 O											
Si	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	-	-	-	-	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.39	0.20	0.23	0.16	0.12	0.13	0.13	0.13	0.15	0.17	0.19
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.60	1.79	1.74	1.80	1.85	1.85	1.85	1.83	1.83	1.82	1.77
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	-	-	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	-	-
K	-	0.00	-	-	-	-	0.00	0.00	-	-	0.00
Ni	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	2.99
Fo (%)	80.21	90.01	88.23	91.61	93.83	93.60	93.49	93.18	92.29	91.62	90.27
Fa (%)	19.79	9.99	11.77	8.39	6.17	6.40	6.51	6.82	7.71	8.38	9.73

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 545 Cœur Microcristal	GOR 545 Bordure Microcristal	GOR 545 Cœur Microcristal	GOR 545 Bordure Microcristal	GOR 545 Cœur Microcristal	GOR 545 Bordure Microcristal	GOR 544 Bordure Microcristal	GOR 544 Cœur Microcristal	GOR 544 Bordure Mégacristal	GOR 544 Cœur Mégacristal	GOR 544 Cœur Mégacristal	GOR 544 Cœur Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	41.24	41.31	40.64	40.75	40.53	40.91	41.13	40.77	41.42	41.27	41.07	41.02
Al ₂ O ₃	0.10	0.06	0.11	0.10	0.09	0.09	0.06	0.13	0.15	0.14	0.11	0.11
TiO ₂	-	-	0.00	-	-	-	-	0.01	-	-	0.01	-
Cr ₂ O ₃	0.09	0.07	0.08	0.10	0.03	0.01	0.14	0.14	0.17	0.20	0.19	0.16
FeO *	7.26	7.38	9.60	7.81	9.96	11.43	8.23	8.31	6.44	6.51	6.67	6.26
MnO	0.08	0.10	0.19	0.11	0.20	0.32	0.16	0.17	0.13	0.11	0.15	0.11
MgO	49.99	49.95	48.51	50.02	48.15	46.08	49.51	49.36	50.11	51.08	50.57	51.18
CaO	0.24	0.28	0.26	0.27	0.25	0.24	0.27	0.32	0.31	0.32	0.32	0.30
Na ₂ O	0.02	-	-	-	-	0.02	-	0.00	-	0.01	0.02	-
K ₂ O	-	0.00	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-
NiO	0.42	0.42	0.36	0.40	0.38	0.30	0.42	0.38	0.42	0.44	0.42	0.39
Total	99.43	99.57	99.75	99.56	99.58	99.39	99.91	99.58	99.18	100.07	99.52	99.56
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.01	1.01	1.00	1.00	1.00	1.02	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	-	0.00	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00	-
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.15	0.15	0.20	0.16	0.21	0.24	0.17	0.17	0.13	0.13	0.14	0.13
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.82	1.81	1.78	1.82	1.77	1.71	1.80	1.80	1.82	1.84	1.83	1.85
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	-	-	-	-	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-
K	-	0.00	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	2.99	2.99	3.00	3.00	3.00	2.98	2.99	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00
Fo (%)	92.46	92.35	90.01	91.95	89.61	87.78	91.47	91.38	93.28	93.33	93.11	93.58
Fa (%)	7.54	7.65	9.99	8.05	10.39	12.22	8.53	8.62	6.72	6.67	6.89	6.42

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 544 Bordure Mégacristal	GOR 544 Bordure Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Bordure Mégacristal	GOR 516 Bordure Mégacristal	GOR 516 Bordure Mégacristal	GOR 516 Bordure Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)													
SiO ₂	40.99	41.15	41.20	40.21	41.08	41.40	41.08	41.28	41.20	40.73	40.87	40.38	
Al ₂ O ₃	0.13	0.12	0.14	0.17	3.45	0.12	0.13	0.12	0.11	0.13	0.10	0.20	
TiO ₂	-	0.01	-	-	0.05	-	0.01	-	-	-	0.01	-	
Cr ₂ O ₃	0.15	0.11	0.17	0.12	3.64	0.10	0.11	0.09	0.13	0.12	0.05	0.05	
FeO *	7.24	7.83	6.23	6.25	6.21	6.18	6.06	6.17	7.13	9.28	8.83	10.35	
MnO	0.10	0.22	0.09	0.15	0.10	0.08	0.04	0.13	0.13	0.15	0.15	0.15	
MgO	49.89	49.30	48.96	50.06	41.67	51.65	51.65	51.58	50.86	49.27	49.53	48.30	
CaO	0.29	0.33	0.29	0.29	2.59	0.27	0.30	0.28	0.27	0.29	0.27	0.38	
Na ₂ O	0.00	0.01	0.03	0.05	0.12	0.01	0.01	0.05	-	0.01	0.02	0.01	
K ₂ O	-	-	0.02	0.01	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-	
NiO	0.41	0.40	0.43	0.42	0.30	0.43	0.44	0.42	0.40	0.40	0.38	0.34	
Total	99.19	99.48	97.56	97.77	99.22	100.25	99.83	100.11	100.26	100.39	100.19	100.16	
Nombre de cations/ 4 O													
Si	1.00	1.01	1.02	1.00	1.01	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Ti	-	0.00	-	-	0.00	-	0.00	-	-	-	0.00	-	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe	0.15	0.16	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.14	0.19	0.18	0.21	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	1.82	1.80	1.80	1.85	1.52	1.86	1.86	1.86	1.84	1.79	1.80	1.77	
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	
K	-	-	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.00	-	-	-	
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Total	2.99	2.99	2.98	3.00	2.91	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	
Fo (%)	92.47	91.82	93.34	93.45	92.28	93.71	93.82	93.71	92.71	90.44	90.91	89.27	
Fa (%)	7.53	8.18	6.66	6.55	7.72	6.29	6.18	6.29	7.29	9.56	9.09	10.73	

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 516</i> Bordure Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Cœur Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 516</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 516</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 516</i> Bord grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 516</i> Cœur grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 516</i> Bord grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 516</i> Bord grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 516</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 516</i> Bord grain Mégacristal Bordure
Analyse en poids d'oxyde (%)											
SiO ₂	39.91	39.99	40.44	40.16	40.93	42.79	40.43	41.00	41.23	41.57	41.23
Al ₂ O ₃	0.22	0.11	0.08	0.10	0.11	0.11	0.38	0.13	0.08	0.05	0.11
TiO ₂	-	-	-	0.01	-	0.01	0.01	0.02	-	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.20	0.11	0.08	0.16	0.19	0.10	0.54	0.17	0.19	0.18	0.11
FeO *	12.24	12.55	11.75	6.22	5.87	6.03	5.99	6.05	5.96	5.83	5.93
MnO	0.23	0.24	0.21	0.15	0.12	0.13	0.11	0.12	0.07	0.08	0.11
MgO	46.91	46.39	47.14	51.40	51.49	49.04	51.13	51.33	50.47	50.95	51.23
CaO	0.41	0.41	0.27	0.30	0.29	0.29	0.40	0.29	0.28	0.26	0.27
Na ₂ O	-	-	0.03	0.00	-	0.01	0.05	-	-	0.02	-
K ₂ O	0.01	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-
NiO	0.31	0.30	0.33	0.41	0.43	0.45	0.40	0.44	0.42	0.42	0.43
Total	100.44	100.12	100.33	98.91	99.42	98.95	99.48	99.57	98.71	99.37	99.45
Nombre de cations/ 4 O											
Si	0.99	0.99	1.00	0.98	0.99	1.04	0.98	1.00	1.01	1.01	1.00
Al	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	-	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.25	0.26	0.24	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.73	1.72	1.74	1.88	1.86	1.77	1.86	1.86	1.84	1.84	1.85
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	-	0.00	-
K	0.00	-	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.00	3.00	3.01	3.00	2.96	3.01	3.00	2.99	2.99	3.00
Fo (%)	87.23	86.82	87.73	93.64	93.99	93.55	93.84	93.80	93.78	93.96	93.90
Fa (%)	12.77	13.18	12.27	6.36	6.01	6.45	6.16	6.20	6.22	6.04	6.10

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 516</i> Bordure Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Cœur Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Cœur Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Cœur Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Bordure Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Bordure Mégacristal	<i>GOR 516</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 516</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 516</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 516</i> Bordure Mégacristal	<i>GOR 516</i> Bordure Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)											
SiO ₂	41.68	40.47	40.28	40.15	40.41	40.29	40.53	40.95	41.20	41.63	40.88
Al ₂ O ₃	0.48	0.18	0.29	0.15	0.16	0.17	0.29	0.05	0.06	0.13	0.13
TiO ₂	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	-	0.00	0.02	0.01	-	0.00
Cr ₂ O ₃	1.03	0.09	0.17	0.10	0.17	0.13	0.07	0.03	0.07	0.17	0.13
FeO *	7.48	12.67	11.42	12.76	10.91	12.06	9.53	7.16	7.18	7.05	9.89
MnO	0.08	0.26	0.18	0.18	0.17	0.20	0.16	0.15	0.13	0.15	0.08
MgO	49.68	45.47	47.09	46.12	48.12	45.97	47.57	50.53	50.58	50.36	49.02
CaO	0.80	0.24	0.38	0.40	0.27	0.19	0.82	0.26	0.22	0.40	0.29
Na ₂ O	-	-	-	0.04	0.02	0.04	0.01	0.01	-	-	0.01
K ₂ O	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-
NiO	0.41	0.30	0.35	0.31	0.33	0.29	0.36	0.41	0.40	0.41	0.38
Total	101.64	99.70	100.18	100.20	100.58	99.34	99.35	99.61	99.87	100.29	100.84
Nombre de cations/ 4 O											
Si	1.00	1.01	1.00	1.00	0.99	1.01	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00
Al	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00
Cr	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.15	0.26	0.24	0.27	0.22	0.25	0.20	0.15	0.15	0.14	0.20
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.77	1.69	1.73	1.71	1.76	1.71	1.75	1.84	1.83	1.81	1.78
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00
K	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	2.99	2.99	3.00	3.00	3.00	2.99	2.99	3.00	3.00	2.99	3.00
Fo (%)	92.22	86.48	88.03	86.57	88.72	87.17	89.89	92.64	92.62	92.72	89.83
Fa (%)	7.78	13.52	11.97	13.43	11.28	12.83	10.11	7.36	7.38	7.28	10.17

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 515</i> Bordure Microcristal Automorphe	<i>GOR 515</i> Cœur Microcristal Automorphe	<i>GOR 515</i> Bordure	<i>GOR 515</i> Cœur	<i>GOR 515</i> Bordure	<i>GOR 515</i> Cœur	<i>GOR 515</i> Bordure Mégacristal	<i>GOR 515</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 515</i> Cœur Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)									
SiO ₂	40.43	39.81	40.35	40.84	40.22	40.27	40.69	41.49	40.78
Al ₂ O ₃	0.06	0.11	0.08	0.08	0.07	0.09	0.09	0.05	0.22
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.02	0.07	0.07	0.04	0.04	0.07	0.05	0.07	1.98
FeO *	13.62	13.83	11.82	10.41	11.84	12.49	11.25	6.54	7.23
MnO	0.24	0.18	0.2	0.14	0.2	0.24	0.19	0.07	0.13
MgO	46.83	46.54	47.74	48.76	47.66	47.1	48.24	52.38	52.05
CaO	0.3	0.32	0.28	0.3	0.29	0.3	0.25	0.36	0.27
Na ₂ O	0.01	-	0.01	-	0.01	-	-	0.01	0.02
K ₂ O	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01
NiO	0.35	0.33	0.32	0.35	0.31	0.28	0.36	0.43	0.35
Total	101.87	101.21	100.89	100.93	100.66	100.88	101.13	101.42	103.05
<i>Nombre de cations/ 4 O</i>									
Si	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	0.97
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Fe	0.28	0.29	0.24	0.21	0.24	0.26	0.23	0.13	0.14
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	1.71	1.72	1.75	1.77	1.75	1.73	1.76	1.86	1.84
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	-	0.00	-	0.00	-	-	0.00	0.00
K	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.01	3.01	3.00	3.01	3.00	3.00	3.01	3.01
Fo (%)	85.97	85.71	87.81	89.31	87.77	87.05	88.43	93.46	92.77
Fa (%)	14.03	14.29	12.19	10.69	12.23	12.95	11.57	6.54	7.23

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 517 Cœur grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Cœur grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Cœur grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>												
SiO ₂	40.96	41.44	41.37	41.03	41.20	40.88	40.93	41.33	41.24	41.14	40.95	
Al ₂ O ₃	0.11	0.10	0.10	0.10	0.12	0.14	0.05	0.17	0.12	0.13	0.12	
TiO ₂	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	-	0.02	-	0.01	
Cr ₂ O ₃	0.16	0.22	0.16	0.18	0.24	0.15	0.22	0.17	0.16	0.19	0.22	
FeO *	6.29	6.32	6.12	6.84	7.22	7.77	9.28	7.40	6.60	6.45	6.25	
MnO	0.08	0.12	0.09	0.09	0.09	0.17	0.13	0.10	0.12	0.11	0.09	
MgO	51.38	51.26	50.66	50.88	50.28	49.93	49.20	51.04	51.29	51.60	51.07	
CaO	0.31	0.31	0.32	0.33	0.26	0.32	0.32	0.28	0.32	0.33	0.28	
Na ₂ O	-	0.02	-	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.04	-	-	
K ₂ O	0.00	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00	
NiO	0.42	0.43	0.43	0.41	0.41	0.43	0.41	0.42	0.43	0.44	0.43	
Total	99.72	100.27	99.26	99.89	99.91	99.82	100.55	100.94	100.34	100.38	99.42	
<i>Nombre de cations/ 4 O</i>												
Si	0.99	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	1.00	
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ti	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	-	0.00	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe	0.13	0.13	0.12	0.14	0.15	0.16	0.19	0.15	0.13	0.13	0.13	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	1.86	1.84	1.84	1.84	1.82	1.82	1.79	1.83	1.85	1.86	1.85	
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Na	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	
K	0.00	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00	
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Total	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	
Fo (%)	93.57	93.53	93.66	92.99	92.54	91.98	90.43	92.48	93.26	93.44	93.58	
Fa (%)	6.43	6.47	6.34	7.01	7.46	8.02	9.57	7.52	6.74	6.56	6.42	

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 517 Bord grain Mégacristal Cœur	GOR 517 Cœur grain Mégacristal Cœur	GOR 517 Bord grain Mégacristal Cœur	GOR 517 Cœur grain Mégacristal Cœur	GOR 517 Cœur grain Mégacristal Cœur	GOR 517 Bord grain Mégacristal Cœur	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Cœur grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Cœur grain Mégacristal Bordure	GOR 517 Cœur Microcristal	GOR 517 Bordure Microcristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	41.35	41.09	41.27	40.85	41.27	41.12	41.68	41.15	41.16	41.09	40.08	40.11
Al ₂ O ₃	0.10	0.13	0.10	0.10	0.13	0.10	0.11	0.14	0.13	0.09	0.09	0.07
TiO ₂	0.00	-	-	-	-	0.03	0.01	0.00	-	-	-	0.01
Cr ₂ O ₃	0.19	0.18	0.08	0.16	0.13	0.21	0.19	0.16	0.19	0.21	0.10	0.15
FeO *	6.30	6.33	6.34	6.23	6.38	6.00	6.56	7.19	6.65	7.14	12.41	12.36
MnO	0.12	0.11	0.10	0.15	0.15	0.12	0.08	0.10	0.10	0.14	0.16	0.19
MgO	51.63	51.79	52.06	51.56	51.81	51.04	50.51	50.57	51.22	51.07	47.01	47.09
CaO	0.32	0.27	0.31	0.27	0.25	0.28	0.30	0.25	0.28	0.29	0.37	0.32
Na ₂ O	-	-	-	-	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	-	-
K ₂ O	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.02	0.01	-	-
NiO	0.44	0.43	0.45	0.45	0.42	0.43	0.45	0.43	0.42	0.43	0.31	0.31
Total	100.46	100.33	100.70	99.83	100.56	99.37	99.90	100.02	100.18	100.48	100.53	100.60
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	1.01	1.00	1.00	0.99	0.99	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.15	0.13	0.14	0.26	0.26
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.85	1.86	1.86	1.86	1.86	1.85	1.82	1.83	1.85	1.84	1.73	1.74
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-
K	-	-	0.00	-	-	-	-	-	0.00	0.00	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	3.01	3.01	3.01	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00	3.01	3.01
Fo (%)	93.59	93.59	93.61	93.65	93.54	93.81	93.21	92.61	93.21	92.73	87.11	87.16
Fa (%)	6.41	6.41	6.39	6.35	6.46	6.19	6.79	7.39	6.79	7.27	12.89	12.84

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 545</i> Cœur Microcristal	<i>GOR 545</i> Bordure Microcristal	<i>GOR 545</i> Cœur Microcristal	<i>GOR 545</i> Bordure Microcristal	<i>GOR 545</i> Cœur Microcristal	<i>GOR 545</i> Bordure Microcristal	<i>GOR 544</i> Bordure Microcristal	<i>GOR 544</i> Cœur Microcristal	<i>GOR 544</i> Bordure Mégacristal	<i>GOR 544</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 544</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 544</i> Cœur Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)												
SiO ₂	41.24	41.31	40.64	40.75	40.53	40.91	41.13	40.77	41.42	41.27	41.07	41.02
Al ₂ O ₃	0.10	0.06	0.11	0.10	0.09	0.09	0.06	0.13	0.15	0.14	0.11	0.11
TiO ₂	-	-	0.00	-	-	-	-	0.01	-	-	0.01	-
Cr ₂ O ₃	0.09	0.07	0.08	0.10	0.03	0.01	0.14	0.14	0.17	0.20	0.19	0.16
FeO *	7.26	7.38	9.60	7.81	9.96	11.43	8.23	8.31	6.44	6.51	6.67	6.26
MnO	0.08	0.10	0.19	0.11	0.20	0.32	0.16	0.17	0.13	0.11	0.15	0.11
MgO	49.99	49.95	48.51	50.02	48.15	46.08	49.51	49.36	50.11	51.08	50.57	51.18
CaO	0.24	0.28	0.26	0.27	0.25	0.24	0.27	0.32	0.31	0.32	0.32	0.30
Na ₂ O	0.02	-	-	-	-	0.02	-	0.00	-	0.01	0.02	-
K ₂ O	-	0.00	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-
NiO	0.42	0.42	0.36	0.40	0.38	0.30	0.42	0.38	0.42	0.44	0.42	0.39
Total	99.43	99.57	99.75	99.56	99.58	99.39	99.91	99.58	99.18	100.07	99.52	99.56
Nombre de cations/ 4 O												
Si	1.01	1.01	1.00	1.00	1.00	1.02	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	-	0.00	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00	-
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.15	0.15	0.20	0.16	0.21	0.24	0.17	0.17	0.13	0.13	0.14	0.13
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.82	1.81	1.78	1.82	1.77	1.71	1.80	1.80	1.82	1.84	1.83	1.85
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	-	-	-	-	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-
K	-	0.00	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	2.99	2.99	3.00	3.00	3.00	2.98	2.99	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00
Fo (%)	92.46	92.35	90.01	91.95	89.61	87.78	91.47	91.38	93.28	93.33	93.11	93.58
Fa (%)	7.54	7.65	9.99	8.05	10.39	12.22	8.53	8.62	6.72	6.67	6.89	6.42

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 544 Bordure Mégacristal	GOR 544 Bordure Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Cœur Mégacristal	GOR 516 Bordure Mégacristal	GOR 516 Bordure Mégacristal	GOR 516 Bordure Mégacristal	GOR 516 Bordure Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)													
SiO ₂	40.99	41.15	41.20	40.21	41.08	41.40	41.08	41.28	41.20	40.73	40.87	40.38	
Al ₂ O ₃	0.13	0.12	0.14	0.17	3.45	0.12	0.13	0.12	0.11	0.13	0.10	0.20	
TiO ₂	-	0.01	-	-	0.05	-	0.01	-	-	-	0.01	-	
Cr ₂ O ₃	0.15	0.11	0.17	0.12	3.64	0.10	0.11	0.09	0.13	0.12	0.05	0.05	
FeO *	7.24	7.83	6.23	6.25	6.21	6.18	6.06	6.17	7.13	9.28	8.83	10.35	
MnO	0.10	0.22	0.09	0.15	0.10	0.08	0.04	0.13	0.13	0.15	0.15	0.15	
MgO	49.89	49.30	48.96	50.06	41.67	51.65	51.65	51.58	50.86	49.27	49.53	48.30	
CaO	0.29	0.33	0.29	0.29	2.59	0.27	0.30	0.28	0.27	0.29	0.27	0.38	
Na ₂ O	0.00	0.01	0.03	0.05	0.12	0.01	0.01	0.05	-	0.01	0.02	0.01	
K ₂ O	-	-	0.02	0.01	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-	
NiO	0.41	0.40	0.43	0.42	0.30	0.43	0.44	0.42	0.40	0.40	0.38	0.34	
Total	99.19	99.48	97.56	97.77	99.22	100.25	99.83	100.11	100.26	100.39	100.19	100.16	
Nombre de cations/ 4 O													
Si	1.00	1.01	1.02	1.00	1.01	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Ti	-	0.00	-	-	0.00	-	0.00	-	-	-	0.00	-	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe	0.15	0.16	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.14	0.19	0.18	0.21	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	1.82	1.80	1.80	1.85	1.52	1.86	1.86	1.86	1.84	1.79	1.80	1.77	
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	
K	-	-	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.00	-	-	-	
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Total	2.99	2.99	2.98	3.00	2.91	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	
Fo (%)	92.47	91.82	93.34	93.45	92.28	93.71	93.82	93.71	92.71	90.44	90.91	89.27	
Fa (%)	7.53	8.18	6.66	6.55	7.72	6.29	6.18	6.29	7.29	9.56	9.09	10.73	

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 516</i> Bordure Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Cœur Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 516</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 516</i> Bord grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 516</i> Bord grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 516</i> Cœur grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 516</i> Bord grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 516</i> Bord grain Mégacristal Cœur	<i>GOR 516</i> Cœur grain Mégacristal Bordure	<i>GOR 516</i> Bord grain Mégacristal Bordure
Analyse en poids d'oxyde (%)											
SiO ₂	39.91	39.99	40.44	40.16	40.93	42.79	40.43	41.00	41.23	41.57	41.23
Al ₂ O ₃	0.22	0.11	0.08	0.10	0.11	0.11	0.38	0.13	0.08	0.05	0.11
TiO ₂	-	-	-	0.01	-	0.01	0.01	0.02	-	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.20	0.11	0.08	0.16	0.19	0.10	0.54	0.17	0.19	0.18	0.11
FeO *	12.24	12.55	11.75	6.22	5.87	6.03	5.99	6.05	5.96	5.83	5.93
MnO	0.23	0.24	0.21	0.15	0.12	0.13	0.11	0.12	0.07	0.08	0.11
MgO	46.91	46.39	47.14	51.40	51.49	49.04	51.13	51.33	50.47	50.95	51.23
CaO	0.41	0.41	0.27	0.30	0.29	0.29	0.40	0.29	0.28	0.26	0.27
Na ₂ O	-	-	0.03	0.00	-	0.01	0.05	-	-	0.02	-
K ₂ O	0.01	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-
NiO	0.31	0.30	0.33	0.41	0.43	0.45	0.40	0.44	0.42	0.42	0.43
Total	100.44	100.12	100.33	98.91	99.42	98.95	99.48	99.57	98.71	99.37	99.45
Nombre de cations/ 4 O											
Si	0.99	0.99	1.00	0.98	0.99	1.04	0.98	1.00	1.01	1.01	1.00
Al	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	-	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.25	0.26	0.24	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.73	1.72	1.74	1.88	1.86	1.77	1.86	1.86	1.84	1.84	1.85
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	-	0.00	-
K	0.00	-	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.00	3.00	3.01	3.00	2.96	3.01	3.00	2.99	2.99	3.00
Fo (%)	87.23	86.82	87.73	93.64	93.99	93.55	93.84	93.80	93.78	93.96	93.90
Fa (%)	12.77	13.18	12.27	6.36	6.01	6.45	6.16	6.20	6.22	6.04	6.10

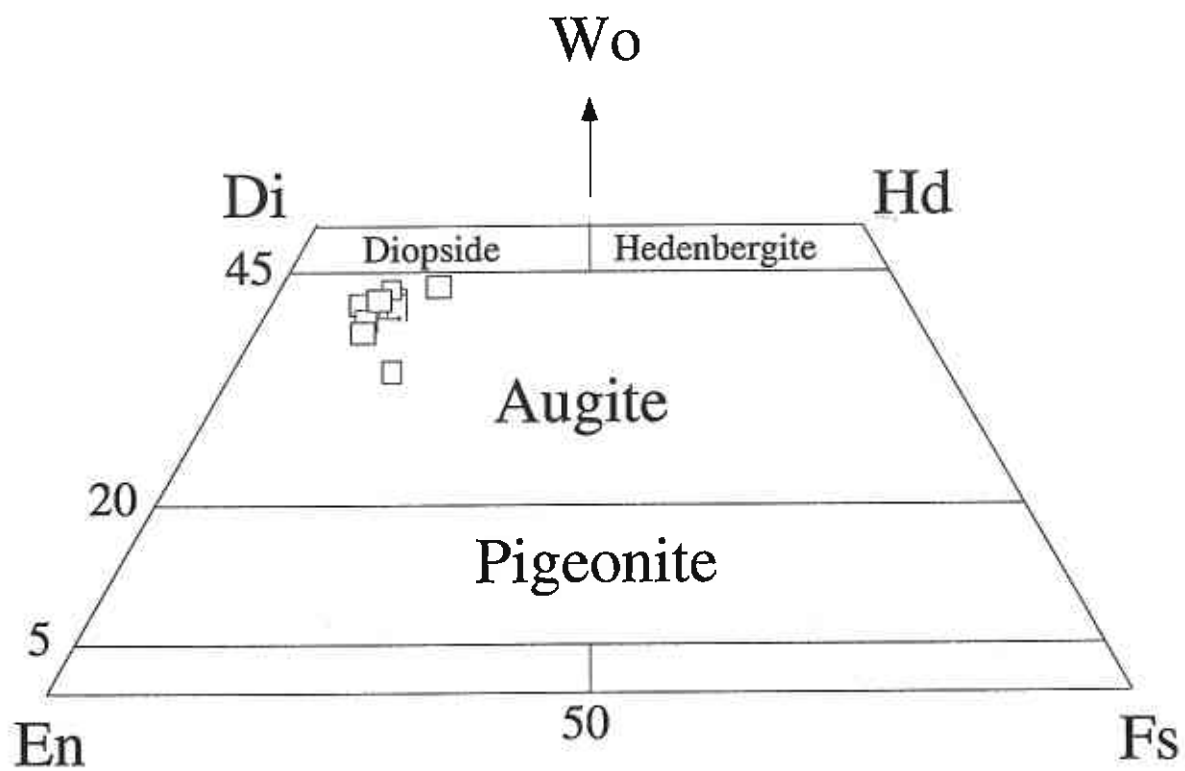
Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 516</i> Bordure Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Cœur Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Cœur Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Cœur Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Bordure Microcristal Inclusions	<i>GOR 516</i> Bordure Mégacristal	<i>GOR 516</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 516</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 516</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 516</i> Bordure Mégacristal	<i>GOR 516</i> Bordure Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)											
SiO ₂	41.68	40.47	40.28	40.15	40.41	40.29	40.53	40.95	41.20	41.63	40.88
Al ₂ O ₃	0.48	0.18	0.29	0.15	0.16	0.17	0.29	0.05	0.06	0.13	0.13
TiO ₂	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	-	0.00	0.02	0.01	-	0.00
Cr ₂ O ₃	1.03	0.09	0.17	0.10	0.17	0.13	0.07	0.03	0.07	0.17	0.13
FeO *	7.48	12.67	11.42	12.76	10.91	12.06	9.53	7.16	7.18	7.05	9.89
MnO	0.08	0.26	0.18	0.18	0.17	0.20	0.16	0.15	0.13	0.15	0.08
MgO	49.68	45.47	47.09	46.12	48.12	45.97	47.57	50.53	50.58	50.36	49.02
CaO	0.80	0.24	0.38	0.40	0.27	0.19	0.82	0.26	0.22	0.40	0.29
Na ₂ O	-	-	-	0.04	0.02	0.04	0.01	0.01	-	-	0.01
K ₂ O	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-
NiO	0.41	0.30	0.35	0.31	0.33	0.29	0.36	0.41	0.40	0.41	0.38
Total	101.64	99.70	100.18	100.20	100.58	99.34	99.35	99.61	99.87	100.29	100.84
Nombre de cations/ 4 O											
Si	1.00	1.01	1.00	1.00	0.99	1.01	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00
Al	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00
Cr	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.15	0.26	0.24	0.27	0.22	0.25	0.20	0.15	0.15	0.14	0.20
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.77	1.69	1.73	1.71	1.76	1.71	1.75	1.84	1.83	1.81	1.78
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00
K	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	2.99	2.99	3.00	3.00	3.00	2.99	2.99	3.00	3.00	2.99	3.00
Fo (%)	92.22	86.48	88.03	86.57	88.72	87.17	89.89	92.64	92.62	92.72	89.83
Fa (%)	7.78	13.52	11.97	13.43	11.28	12.83	10.11	7.36	7.38	7.28	10.17

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 515</i> Bordure Microcristal Automorphe	<i>GOR 515</i> Cœur Microcristal Automorphe	<i>GOR 515</i> Bordure	<i>GOR 515</i> Cœur	<i>GOR 515</i> Bordure	<i>GOR 515</i> Cœur	<i>GOR 515</i> Bordure Mégacristal	<i>GOR 515</i> Cœur Mégacristal	<i>GOR 515</i> Cœur Mégacristal
Analyse en poids d'oxyde (%)									
SiO ₂	40.43	39.81	40.35	40.84	40.22	40.27	40.69	41.49	40.78
Al ₂ O ₃	0.06	0.11	0.08	0.08	0.07	0.09	0.09	0.05	0.22
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.02	0.07	0.07	0.04	0.04	0.07	0.05	0.07	1.98
FeO *	13.62	13.83	11.82	10.41	11.84	12.49	11.25	6.54	7.23
MnO	0.24	0.18	0.2	0.14	0.2	0.24	0.19	0.07	0.13
MgO	46.83	46.54	47.74	48.76	47.66	47.1	48.24	52.38	52.05
CaO	0.3	0.32	0.28	0.3	0.29	0.3	0.25	0.36	0.27
Na ₂ O	0.01	-	0.01	-	0.01	-	-	0.01	0.02
K ₂ O	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01
NiO	0.35	0.33	0.32	0.35	0.31	0.28	0.36	0.43	0.35
Total	101.87	101.21	100.89	100.93	100.66	100.88	101.13	101.42	103.05
Nombre de cations/ 4 O									
Si	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	0.97
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Fe	0.28	0.29	0.24	0.21	0.24	0.26	0.23	0.13	0.14
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	1.71	1.72	1.75	1.77	1.75	1.73	1.76	1.86	1.84
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	-	0.00	-	0.00	-	-	0.00	0.00
K	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.01	3.01	3.00	3.01	3.00	3.00	3.01	3.01
Fo (%)	85.97	85.71	87.81	89.31	87.77	87.05	88.43	93.46	92.77
Fa (%)	14.03	14.29	12.19	10.69	12.23	12.95	11.57	6.54	7.23

(a) Picrites : analyses des pyroxènes



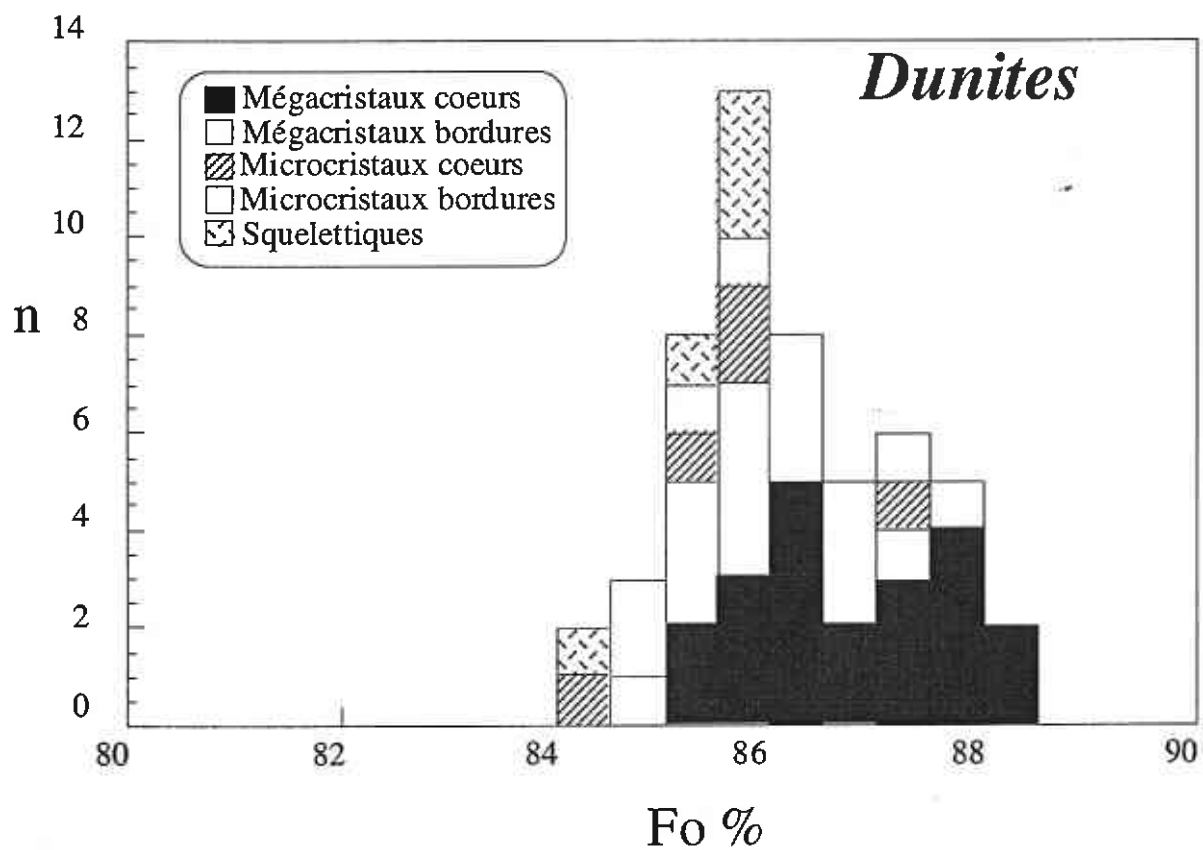
Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 517</i>	<i>GOR 517</i>	<i>GOR 517</i>	<i>GOR 517</i>	<i>GOR 545</i>	<i>GOR 545</i>	<i>GOR 515</i>	<i>GOR 515</i>	<i>GOR 515</i>	<i>GOR 515</i>
	Cœur	Bordure	Microcristal xenomorphe	Microcristal xenomorphe	Cœur	Bordure	Bordure	Cœur	Bordure	Cœur
Analyses en poids d'oxyde (%)										
SiO ₂	50.38	51.28	51.73	49.42	49.96	50.75	52.33	52.5	51.26	51.61
Al ₂ O ₃	4.40	2.95	2.92	9.45	4.52	3.98	2.44	2.5	3.92	3.44
TiO ₂	0.50	0.45	0.48	0.42	0.26	0.25	0.39	0.15	0.28	0.32
Cr ₂ O ₃	0.73	0.56	0.11	0.28	0.56	0.34	0.34	0.61	0.89	0.71
FeO *	6.52	7.31	9.19	7.80	7.01	6.94	6.28	5.39	6.04	6.07
MnO	0.15	0.18	0.29	0.21	0.15	0.17	0.17	0.14	0.12	0.17
MgO	16.17	16.52	18.05	12.81	16.40	16.73	18.52	18.03	17	17.72
CaO	20.93	20.13	17.04	18.32	20.65	20.11	19.22	20.7	20.67	19.53
Na ₂ O	0.25	0.30	0.26	1.16	0.24	0.22	0.28	0.22	0.24	0.26
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01
NiO	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.05	0.05	0.05	0.03
Total	100.05	99.70	100.08	99.87	99.76	99.49	100.02	100.3	100.48	99.87
Nombre de cations/ 6 O										
Si	1.86	1.90	1.91	1.82	1.85	1.88	1.92	1.92	1.88	1.89
Al	0.19	0.13	0.13	0.41	0.20	0.17	0.11	0.11	0.17	0.15
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Cr	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02
Fe	0.20	0.23	0.28	0.24	0.22	0.22	0.19	0.16	0.18	0.19
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	0.89	0.91	0.99	0.70	0.91	0.92	1.01	0.98	0.93	0.97
Ca	0.83	0.80	0.67	0.72	0.82	0.80	0.75	0.81	0.81	0.77
Na	0.02	0.02	0.02	0.08	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.03	4.02	4.02	4.00	4.04	4.03	4.03	4.02	4.03	4.02
Wo (%)	43.13	41.23	34.54	43.37	42.19	41.20	38.52	41.40	42.15	39.92
En (%)	46.37	47.09	50.93	42.21	46.62	47.70	51.65	50.18	48.24	50.40
Fs (%)	10.49	11.68	14.53	14.42	11.18	11.10	9.82	8.41	9.61	9.68

(f) Picrites : analyses des plagioclases

Echantillon	GOR 515	GOR 515
	Cœur	Cœur
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>		
SiO ₂	48.78	49.18
Al ₂ O ₃	30.69	30.8
TiO ₂	0.01	0.02
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01
FeO *	1.5	1.07
MnO	0.02	0.02
MgO	0.18	0.29
CaO	15.8	15.69
Na ₂ O	2.62	2.69
K ₂ O	0.02	0.02
NiO	0.02	0.02
Total	99.67	99.81
<i>Nombre de cations / 8 O</i>		
Si	2.26	2.27
Al	1.67	1.67
Ti	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00
Fe	0.06	0.04
Mn	0.00	0.00
Mg	0.01	0.02
Ca	0.78	0.77
Na	0.24	0.24
K	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00
Total	5.02	5.02
Ab (%)	23.05	23.65
An (%)	76.83	76.23
Or (%)	0.12	0.12

(a) Dunites : analyses des olivines



Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 503 Bordure Microcristal	GOR 503 Cœur Microcristal	GOR 503 Bordure Microcristal	GOR 503 Cœur Microcristal	GOR 503 Bordure Microcristal	GOR 503 Cœur Microcristal	GOR 503 Cœur Mégacristal	GOR 503 Cœur Mégacristal	GOR 503 Bordure Mégacristal	GOR 503 Bordure Mégacristal	GOR 503 Cœur Mégacristal	GOR 503 Cœur Mégacristal
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>												
SiO ₂	40.27	40.37	40.28	40.35	40.01	40.40	40.46	40.61	40.36	40.54	40.24	40.47
Al ₂ O ₃	0.04	0.02	0.03	0.06	0.03	0.04	0.02	0.05	0.04	0.03	0.70	0.03
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.02	0.08	-	0.04	0.03	0.02	-	0.04	0.01	0.08	0.10	0.05
FeO *	12.75	12.62	13.41	13.16	12.91	12.81	12.44	11.60	12.74	12.14	11.69	12.02
MnO	0.18	0.25	0.24	0.22	0.12	0.18	0.18	0.17	0.23	0.23	0.15	0.23
MgO	47.22	46.82	47.20	47.05	47.22	47.08	47.93	48.13	47.37	47.85	46.32	48.37
CaO	0.29	0.36	0.25	0.29	0.34	0.32	0.33	0.34	0.35	0.36	1.34	0.36
Na ₂ O	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.04	0.01
K ₂ O	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01	-
NiO	0.32	0.32	0.25	0.32	0.31	0.32	0.33	0.34	0.37	0.36	0.35	0.38
Total	101.13	100.88	101.69	101.50	101.00	101.19	101.71	101.32	101.50	101.63	100.95	101.93
<i>Nombre de cations / 4 O</i>												
Si	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.26	0.26	0.28	0.27	0.27	0.26	0.25	0.24	0.26	0.25	0.24	0.24
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.73	1.72	1.73	1.72	1.74	1.73	1.75	1.75	1.73	1.74	1.70	1.76
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-
Ni	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.00	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.00	3.01
Fo (%)	86.85	86.87	86.25	86.44	86.70	86.76	87.29	88.09	86.89	87.54	87.60	87.77
Fa (%)	13.15	13.13	13.75	13.56	13.30	13.24	12.71	11.91	13.11	12.46	12.40	12.23

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 503 Bordure Mégacristal	GOR 503 Bordure Mégacristal	GOR 503 Bordure Microcristal	GOR 503 Cœur Microcristal	GOR 505 Bordure Mégacristal	GOR 505 Cœur Mégacristal	GOR 505 Cœur Mégacristal	GOR 505 Cœur Mégacristal	GOR 505 Bordure Mégacristal	GOR 505 Cœur Mégacristal	GOR 505 Bordure Mégacristal	GOR 505 Cœur Mégacristal
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>												
SiO ₂	40.35	40.17	40.70	40.37	40.61	40.28	40.69	40.40	40.58	40.31	40.50	40.93
Al ₂ O ₃	0.02	0.01	0.03	0.16	0.09	0.02	0.02	-	0.02	0.06	0.07	0.04
TiO ₂	0.03	0.01	-	0.01	-	-	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	-
Cr ₂ O ₃	0.14	0.02	0.03	0.27	0.06	-	0.05	0.03	0.08	-	0.06	0.04
FeO *	13.34	12.79	12.59	12.49	13.77	14.11	13.83	13.36	12.78	12.42	13.07	13.10
MnO	0.21	0.24	0.22	0.17	0.29	0.23	0.17	0.30	0.19	0.22	0.22	0.28
MgO	47.16	47.32	47.79	47.61	46.18	46.31	46.56	47.23	47.19	46.90	46.80	46.84
CaO	0.23	0.35	0.21	0.23	0.32	0.30	0.33	0.23	0.29	0.34	0.27	0.33
Na ₂ O	0.03	0.01	-	-	0.06	-	0.07	-	0.07	0.04	0.02	0.06
K ₂ O	-	0.02	-	0.01	0.00	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01	0.01
NiO	0.35	0.31	0.27	0.30	0.30	0.31	0.32	0.31	0.32	0.33	0.33	0.31
Total	101.86	101.25	101.84	101.62	101.69	101.58	102.03	101.92	101.51	100.63	101.38	101.95
<i>Nombre de cations / 4 O</i>												
Si	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	-	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Fe	0.27	0.26	0.26	0.26	0.28	0.29	0.28	0.27	0.26	0.26	0.27	0.27
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	1.72	1.74	1.74	1.74	1.69	1.70	1.70	1.73	1.73	1.73	1.72	1.71
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	-	-	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
K	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.01	3.01	3.01	3.00	3.01	3.00	3.01	3.01	3.00	3.00	3.00
Fo (%)	86.31	86.84	87.13	87.17	85.67	85.40	85.72	86.31	86.82	87.07	86.46	86.44
Fa (%)	13.69	13.16	12.87	12.83	14.33	14.60	14.28	13.69	13.18	12.93	13.54	13.56

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 505 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 505 Cœur Inclus dans Cpx ds Cpx	GOR 505 Bordure Inclus dans Cpx ds Cpx	GOR 505 Cœur Inclus dans Cpx ds Cpx	GOR 505 Bordure Inclus dans Cpx ds Cpx	GOR 505 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 505 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 505 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 505 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 505 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 505 Bordure Automorphe
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>											
SiO ₂	40.85	40.56	40.46	40.66	40.20	40.26	40.23	40.96	40.54	40.30	40.30
Al ₂ O ₃	0.06	0.03	0.06	0.02	0.04	0.03	0.05	0.08	0.01	0.07	0.03
TiO ₂	-	0.02	-	0.01	-	-	-	-	0.01	-	-
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	-	0.12	0.02	0.04	0.05	0.06	-	0.05	0.02
FeO *	13.16	13.98	13.89	14.27	14.66	14.22	14.18	13.86	14.34	13.91	14.15
MnO	0.24	0.20	0.21	0.30	0.27	0.25	0.21	0.24	0.18	0.18	0.22
MgO	47.20	46.70	46.53	46.18	46.41	46.48	46.54	46.20	46.04	46.21	46.48
CaO	0.23	0.31	0.22	0.28	0.23	0.30	0.34	0.31	0.30	0.33	0.27
Na ₂ O	-	0.03	-	0.04	0.03	0.02	0.07	0.01	0.01	0.02	-
K ₂ O	-	-	-	0.00	0.00	0.01	-	0.00	-	0.00	-
NiO	0.34	0.34	0.34	0.31	0.33	0.32	0.32	0.31	0.32	0.36	0.30
Total	102.12	102.26	101.70	102.20	102.24	101.94	101.98	102.03	101.74	101.42	101.79
<i>Nombre de cations / 4 O</i>											
Si	1.00	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	0.00	-	0.00	-	-	-	-	0.00	-	-
Cr	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Fe	0.27	0.29	0.29	0.29	0.30	0.29	0.29	0.28	0.30	0.29	0.29
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.72	1.70	1.71	1.69	1.70	1.70	1.71	1.69	1.69	1.70	1.71
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
K	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	3.01	3.00	3.00	3.01	3.01	3.01	3.00	3.00	3.00	3.01
Fo (%)	86.48	85.63	85.66	85.23	84.95	85.35	85.41	85.59	85.13	85.56	85.41
Fa (%)	13.52	14.37	14.34	14.77	15.05	14.65	14.59	14.41	14.87	14.44	14.59

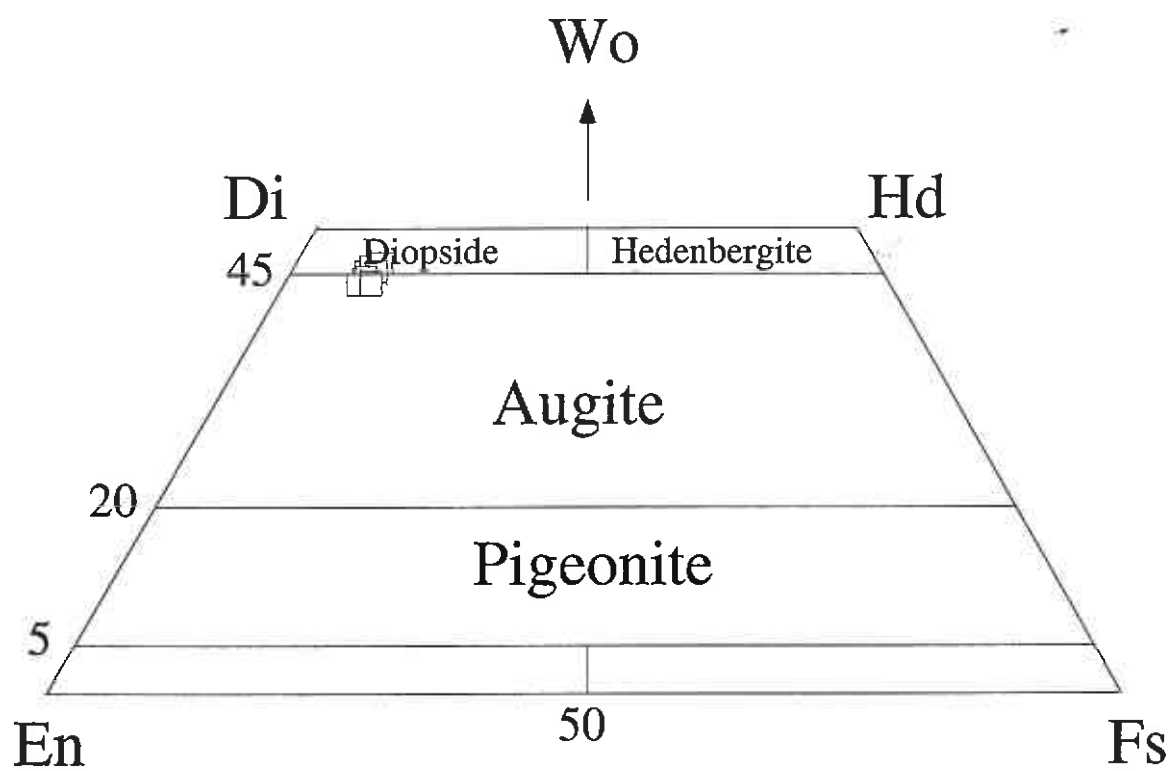
Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 505 Cœur	GOR 505 Cœur	GOR 505 Bordure	GOR 505 Cœur	GOR 505 Cœur	GOR 542 Bordure Mégacristal	GOR 542 Cœur Mégacristal	GOR 542 Bordure	GOR 542 Cœur	GOR 542 Bordure Mégacristal I	GOR 542 Cœur Mégacristal I	GOR 542 Cœur Mégacristal
	Automorphe	Automorphe	Squelettique	Squelettique	Squelettique	Automorphe	Automorphe	Subautomorphe	Subautomorphe	Auto à incl.	Auto à incl.	Auto à incl.
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>												
SiO ₂	40.30	40.55	40.59	40.51	40.35	40.12	40.82	40.15	40.27	40.53	41.08	40.70
Al ₂ O ₃	0.03	0.02	0.06	0.05	0.05	0.07	0.09	0.06	0.09	0.08	0.05	0.08
TiO ₂	0.04	0.01	-	0.01	0.01	-	-	-	-	0.01	0.01	0.02
Cr ₂ O ₃	0.05	0.05	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.06	0.06	0.04	0.07	0.02
FeO *	13.48	13.51	13.96	13.80	14.09	14.84	13.02	13.88	13.81	13.43	12.23	12.05
MnO	0.22	0.20	0.22	0.20	0.19	0.21	0.17	0.21	0.28	0.22	0.18	0.20
MgO	47.00	47.02	46.60	46.45	45.96	45.74	47.23	46.20	46.55	46.66	48.21	47.73
CaO	0.35	0.31	0.27	0.42	0.23	0.35	0.33	0.37	0.36	0.31	0.35	0.34
Na ₂ O	0.00	0.02	0.00	-	-	-	-	-	-	0.04	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.02	-	-	-
NiO	0.34	0.34	0.34	0.32	0.29	0.29	0.34	0.33	0.33	0.34	0.33	0.33
Total	101.79	102.01	102.06	101.85	101.19	101.66	102.08	101.33	101.77	101.67	102.56	101.48
<i>Nombre de cations / 4 O</i>												
Si	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.28	0.28	0.29	0.28	0.29	0.31	0.27	0.29	0.28	0.28	0.25	0.25
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	1.72	1.72	1.70	1.70	1.69	1.69	1.72	1.70	1.71	1.71	1.74	1.74
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-
K	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.01	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	3.01	3.01	3.00	3.00	3.00
Fo (%)	86.14	86.12	85.61	85.72	85.33	84.60	86.61	85.58	85.74	86.10	87.54	87.60
Fa (%)	13.86	13.88	14.39	14.28	14.67	15.40	13.39	14.42	14.26	13.90	12.46	12.40

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 542 Bordure Mégacristal Auto à incl.	GOR 542 Cœur Mégacristal Auto à incl.	GOR 542 Cœur Mégacristal Auto à incl.	GOR 542 Bordure Microcristal Auto à incl.	GOR 542 Cœur Microcristal Auto à incl.	GOR 542 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 542 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 542 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 542 Bordure Squelettique	GOR 542 Cœur Squelettique	GOR 542 Cœur Grain	GOR 542 Bordure Grain	GOR 542 Cœur Auto- morphe	GOR 542 Bordure Auto- morphe
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>														
SiO ₂	40.48	40.91	40.69	40.37	40.57	40.85	40.82	40.79	39.97	40.58	40.16	40.10	40.40	40.27
Al ₂ O ₃	0.08	0.09	0.00	0.04	0.08	0.07	0.09	0.05	0.07	0.05	0.09	0.07	0.08	0.05
TiO ₂	0.05	0.02	-	-	-	0.03	-	0.02	0.04	-	-	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.03	0.10	0.01	0.08	0.08	0.08	0.04	0.04	0.08	0.03	-	0.08	0.03	0.04
FeO *	12.79	12.10	12.31	14.29	13.59	12.70	11.50	11.62	14.87	13.56	15.06	14.72	12.71	13.89
MnO	0.23	0.14	0.18	0.23	0.24	0.22	0.20	0.24	0.23	0.21	0.27	0.22	0.21	0.23
MgO	46.59	47.31	47.34	45.49	46.50	47.68	47.84	48.20	45.37	45.80	45.42	45.76	46.98	46.84
CaO	0.26	0.37	0.34	0.33	0.38	0.33	0.33	0.37	0.30	0.32	0.35	0.25	0.33	0.30
Na ₂ O	-	-	0.02	0.01	-	0.03	-	0.01	-	0.05	-	-	0.04	-
K ₂ O	0.00	-	-	-	0.01	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-	-
NiO	0.34	0.36	0.39	0.35	0.33	0.35	0.36	0.37	0.31	0.34	0.30	0.32	0.36	0.33
Total	100.84	101.39	101.29	101.24	101.82	102.35	101.23	101.70	101.24	100.95	101.65	101.52	101.14	101.97
<i>Nombre de cations / 4 O</i>														
Si	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	-	-	-	0.00	-	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00
Fe	0.26	0.25	0.25	0.30	0.28	0.26	0.24	0.24	0.31	0.28	0.31	0.30	0.26	0.29
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	1.71	1.72	1.73	1.68	1.70	1.73	1.74	1.75	1.68	1.69	1.68	1.69	1.72	1.71
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	-	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	-	0.00	-	-	0.00	-
K	0.00	-	-	-	0.00	-	-	-	0.00	0.00	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.01	3.01	3.01
Fo (%)	86.66	87.46	87.27	85.02	85.91	87.00	88.12	88.09	84.48	85.75	84.32	84.72	86.83	85.74
Fa (%)	13.34	12.54	12.73	14.98	14.09	13.00	11.88	11.91	15.52	14.25	15.68	15.28	13.17	14.26

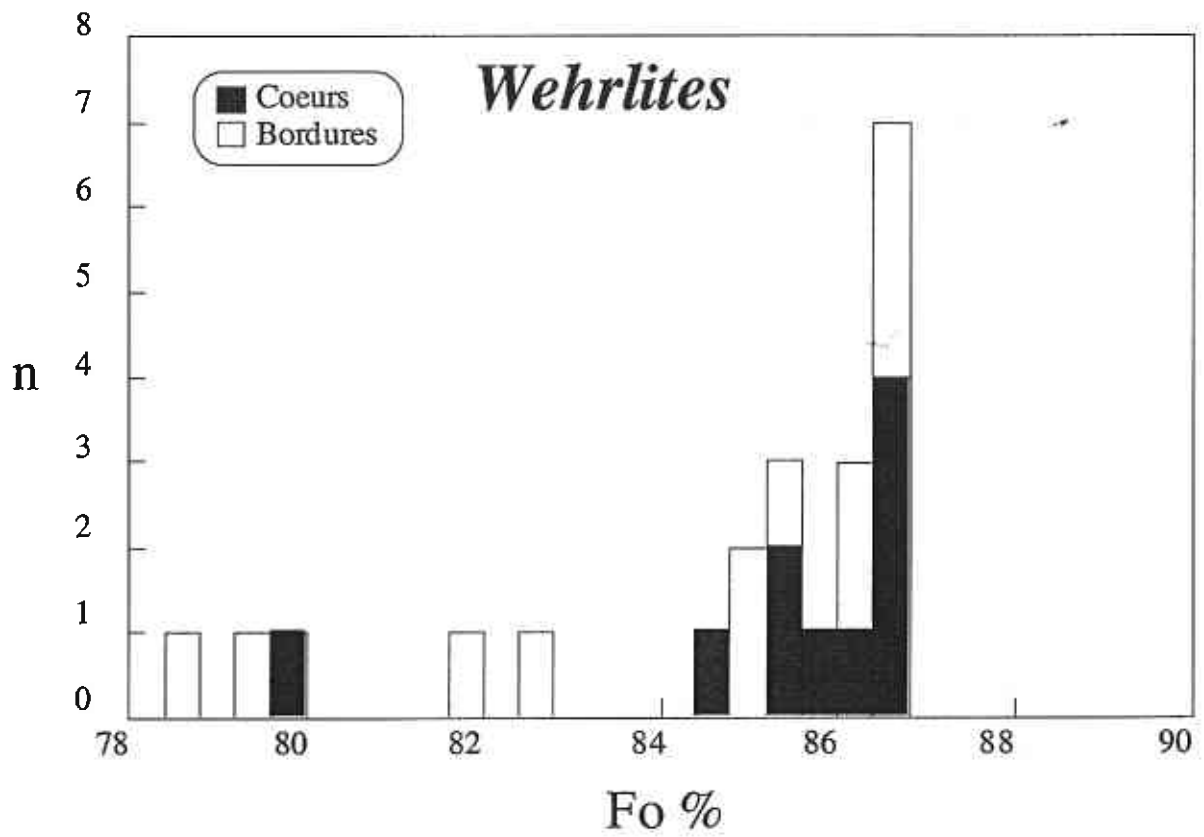
(a) Dunites : analyses de pyroxènes



Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 503</i> Cœur	<i>GOR 503</i> Bordure	<i>GOR 503</i> Bordure	<i>GOR 503</i> Cœur	<i>GOR 503</i> Inclu dans OI	<i>GOR 503</i> Bordure	<i>GOR 503</i> Cœur	<i>GOR 505</i> Cœur	<i>GOR 542</i> Xénomorphe	<i>GOR 542</i> Xénomorphe
	Xénomorphe	Xénomorphe				Xénomorphe	Xénomorphe			
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>										
SiO ₂	52.01	52.59	52.53	51.23	47.18	50.78	50.93	52.04	52.89	52.20
Al ₂ O ₃	3.04	2.32	2.67	3.86	9.31	4.73	4.85	3.88	2.55	3.78
TiO ₂	0.36	0.70	0.24	0.35	0.85	0.51	0.38	0.39	0.39	0.37
Cr ₂ O ₃	0.89	0.67	0.62	1.19	0.03	0.81	0.23	1.21	1.07	1.26
FeO *	4.46	4.65	4.50	4.42	6.45	4.91	5.06	4.56	4.45	4.98
MnO	0.15	0.14	0.16	0.11	0.11	0.12	0.12	0.17	0.10	0.13
MgO	17.11	17.35	17.75	16.62	13.20	16.20	16.56	16.83	17.50	17.00
CaO	22.47	21.80	22.09	22.60	23.49	22.43	22.10	21.80	21.36	21.50
Na ₂ O	0.27	0.33	0.20	0.26	0.22	0.21	0.23	0.18	0.26	0.28
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	-	0.02	-	0.01	-	0.00	-
NiO	0.02	0.06	0.05	0.06	0.04	0.06	0.07	0.04	0.04	0.04
Total	100.79	100.62	100.82	100.70	100.90	100.76	100.54	101.13	100.65	101.63
<i>Nombre de cations / 6 O</i>										
Si	1.89	1.92	1.91	1.87	1.74	1.85	1.86	1.89	1.92	1.89
Al	0.13	0.10	0.11	0.17	0.40	0.20	0.21	0.17	0.11	0.16
Ti	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.03	0.02	0.02	0.03	0.00	0.02	0.01	0.03	0.03	0.04
Fe	0.14	0.14	0.14	0.13	0.20	0.15	0.15	0.14	0.14	0.15
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.93	0.94	0.96	0.90	0.73	0.88	0.90	0.91	0.95	0.92
Ca	0.88	0.85	0.86	0.88	0.93	0.88	0.86	0.85	0.83	0.83
Na	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	-	0.00	-
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.03	4.02	4.03	4.03	4.04	4.03	4.03	4.01	4.01	4.02
Wo (%)	45.16	43.98	43.91	45.96	50.09	45.96	45.02	44.70	43.42	43.83
En (%)	47.85	48.70	49.10	47.03	39.17	46.19	46.94	48.01	49.51	48.24
Fs (%)	7.00	7.32	6.98	7.02	10.74	7.85	8.04	7.29	7.06	7.93

(a) Wehrlites : analyses des olivines



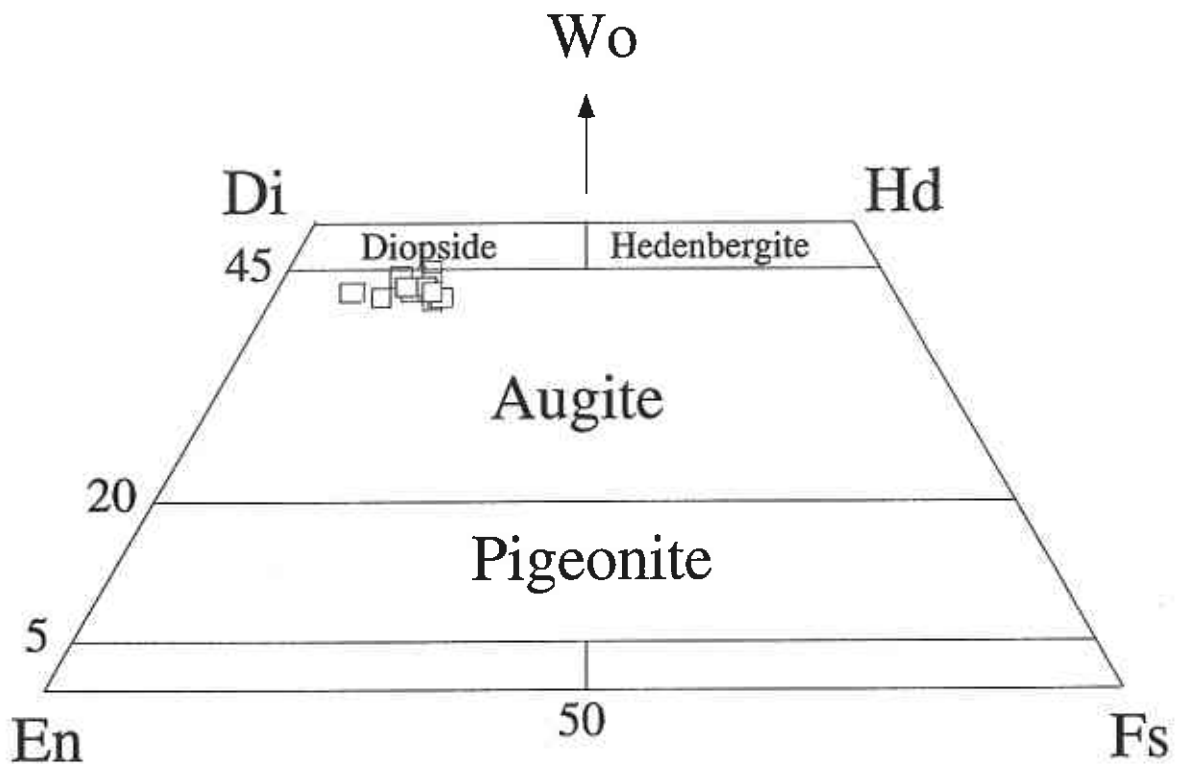
Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 506 Bordure Microcristal Subautomorphe	GOR 506 Cœur Microcristal Subautomorphe	GOR 506 Bordure Microcristal Automorphe	GOR 506 Cœur Microcristal Automorphe	GOR 506 Bordure Microcristal Automorphe	GOR 506 Cœur Microcristal Automorphe	GOR 506 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 506 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 506 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 506 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 506 Bordure Mégacristal Automorphe
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>											
SiO ₂	39.32	40.35	40.21	40.12	39.79	40.57	39.89	40.60	40.49	40.10	39.81
Al ₂ O ₃	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.05	0.04	0.02	0.02	0.03
TiO ₂	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	-	0.04	0.04
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.06	0.05	0.10	0.06	0.07	0.04	0.10	0.05	0.05
FeO *	19.30	13.90	13.32	13.02	14.52	12.99	13.90	13.21	13.03	13.02	13.06
MnO	0.38	0.24	0.19	0.23	0.21	0.18	0.22	0.22	0.24	0.26	0.20
MgO	42.16	46.87	47.32	47.30	45.88	47.24	45.86	47.16	47.37	47.46	47.46
CaO	0.34	0.38	0.34	0.34	0.33	0.32	0.40	0.34	0.34	0.36	0.37
Na ₂ O	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.32	-	0.01	-	0.01
K ₂ O	0.01	0.02	-	0.02	0.01	0.01	0.08	-	0.01	0.02	0.01
NiO	0.30	0.28	0.35	0.31	0.26	0.37	0.28	0.33	0.32	0.28	0.29
Total	101.91	102.16	101.84	101.45	101.16	101.78	101.09	101.95	101.93	101.61	101.33
<i>Nombre de cations / 4 O</i>											
Si	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.41	0.28	0.27	0.27	0.30	0.27	0.29	0.27	0.27	0.27	0.27
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	1.58	1.71	1.73	1.73	1.70	1.72	1.70	1.72	1.73	1.74	1.74
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	-	0.00	-	0.00
K	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.02	3.01	3.01	3.01	3.02
Fo (%)	79.57	85.74	86.36	86.63	84.93	86.64	85.47	86.42	86.63	86.66	86.63
Fa (%)	20.43	14.26	13.64	13.37	15.07	13.36	14.53	13.58	13.37	13.34	13.37

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 506 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 506 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 506 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 506 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 506 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 506 Bordure Microcristal Automorphe	GOR 506 Cœur Microcristal Automorphe	GOR 506 Bordure Microcristal	GOR 506 Cœur Microcristal	GOR 506 Bordure Microcristal	GOR 506 Cœur Microcristal
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>											
SiO ₂	40.39	40.25	40.10	40.34	40.13	39.88	40.39	39.63	40.06	39.23	39.43
Al ₂ O ₃	0.04	0.03	0.05	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03
TiO ₂	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.02	-	0.01
Cr ₂ O ₃	0.08	0.03	0.08	0.05	0.01	0.04	0.03	0.06	0.04	0.06	0.03
FeO *	13.20	13.52	14.00	13.59	14.38	16.83	14.12	17.38	14.98	20.31	19.12
MnO	0.21	0.23	0.21	0.22	0.25	0.27	0.18	0.28	0.19	0.36	0.32
MgO	47.18	46.97	46.39	46.91	46.31	44.62	46.54	44.02	45.90	41.80	42.55
CaO	0.35	0.34	0.39	0.38	0.35	0.33	0.37	0.31	0.35	0.30	0.32
Na ₂ O	0.01	0.01	-	0.01	0.02	0.01	-	0.01	0.02	0.01	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	0.01	-	0.01
NiO	0.26	0.33	0.26	0.24	0.29	0.31	0.27	0.23	0.30	0.33	0.24
Total	101.74	101.73	101.49	101.80	101.78	102.32	101.93	101.93	101.88	102.43	102.07
<i>Nombre de cations / 4 O</i>											
Si	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.27	0.28	0.29	0.28	0.30	0.35	0.29	0.36	0.31	0.43	0.40
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Mg	1.72	1.72	1.71	1.72	1.70	1.65	1.70	1.64	1.69	1.57	1.59
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00	-	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Total	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01
Fo (%)	86.44	86.10	85.52	86.02	85.17	82.54	85.46	81.87	84.53	78.58	79.87
Fa (%)	13.56	13.90	14.48	13.98	14.83	17.46	14.54	18.13	15.47	21.42	20.13

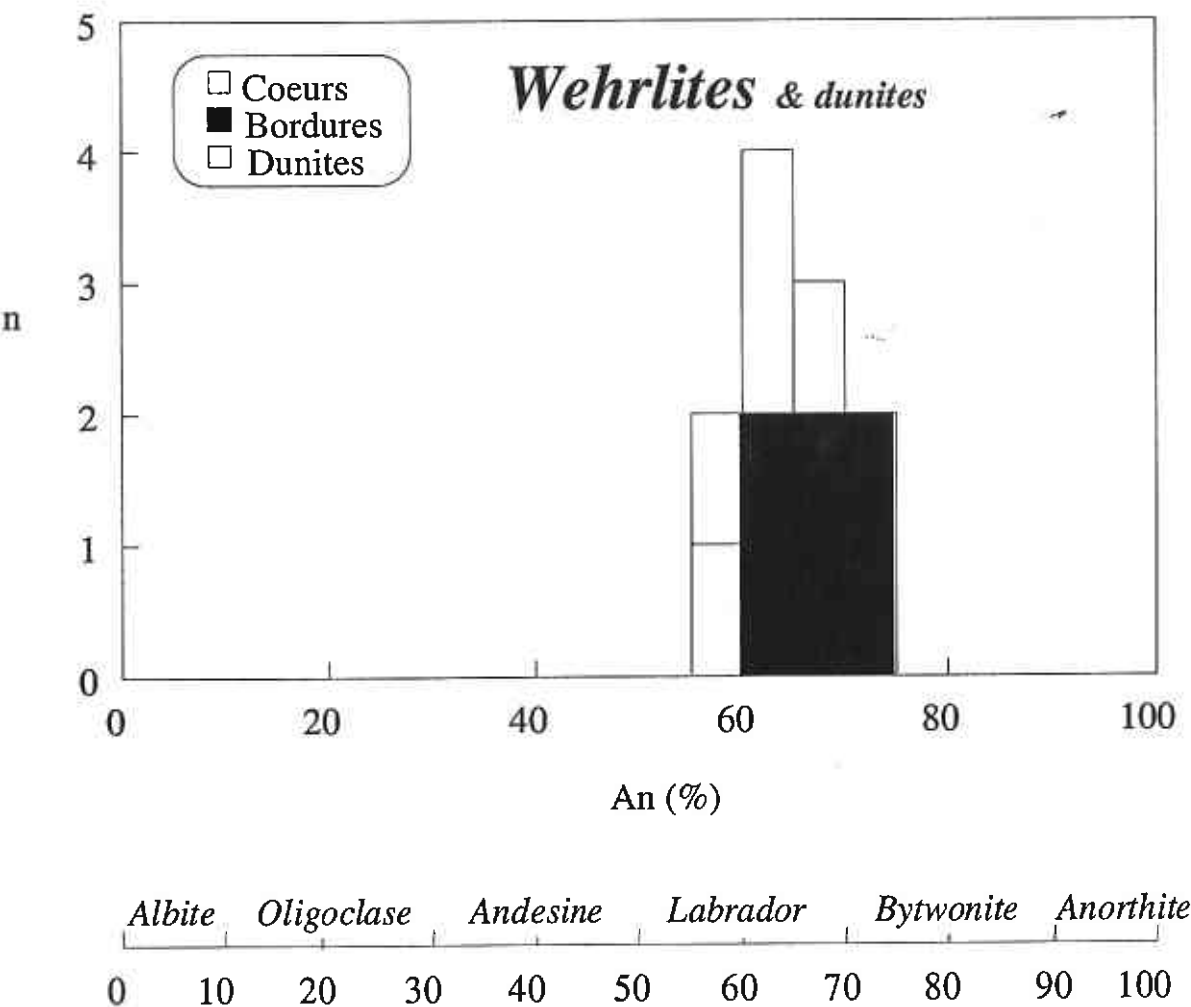
(a) Wehrlites : analyses des pyroxènes



Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 506 Bordure	GOR 506 Bordure	GOR 506 Cœur	GOR 506 Bordure	GOR 506 Cœur	GOR 506 Bordure	GOR 506 Cœur	GOR 506 Bordure	GOR 506 Cœur	GOR 506 Bordure	GOR 506 Cœur	GOR 506 Cœur	GOR 506 Bordure
	Xénomorphe			Sub- poecillitique	Sub- poecillitique	Sub- poecillitique	Sub- poecillitique	Sub- poecillitique	Sub- poecillitique	Sub- poecillitique	Sub- poecillitique	Sub- poecillitique	Sub- poecillitique
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>													
SiO ₂	52.16	50.07	50.20	50.11	50.14	50.35	50.43	49.30	49.00	51.20	50.89	50.66	52.59
Al ₂ O ₃	2.35	4.01	4.04	3.30	3.90	3.45	3.52	3.56	3.40	3.58	3.81	3.99	2.22
TiO ₂	0.29	1.06	1.16	1.40	1.10	1.12	1.04	1.59	1.44	0.80	0.83	0.96	0.53
Cr ₂ O ₃	0.36	0.19	0.22	0.02	0.16	0.08	0.10	0.08	0.06	0.07	0.15	0.18	0.23
FeO *	4.53	8.48	8.82	9.61	8.59	9.05	8.73	9.24	9.42	7.47	6.73	7.84	6.40
MnO	0.11	0.22	0.21	0.32	0.16	0.21	0.21	0.27	0.25	0.18	0.20	0.19	0.20
MgO	18.14	14.79	14.92	14.95	14.89	14.99	15.16	14.99	14.71	15.90	15.83	15.81	17.48
CaO	21.21	21.76	20.79	20.56	21.06	20.65	20.90	20.10	20.06	21.23	21.72	20.78	21.31
Na ₂ O	0.15	0.32	0.34	0.40	0.29	0.47	0.31	0.36	0.40	0.29	0.29	0.30	0.23
K ₂ O	-	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	-	0.02	0.03	-	0.01	0.01
NiO	0.08	0.03	0.02	0.08	0.02	0.06	0.02	0.03	0.03	0.03	0.07	0.04	0.04
Total	99.38	100.94	100.74	100.76	100.33	100.45	100.43	99.52	98.79	100.78	100.52	100.76	101.24
<i>Nombre de cations / 6 O</i>	1.92	1.85	1.86	1.86	1.86	1.87	1.87	1.85	1.86	1.88	1.87	1.87	1.91
Si	0.10	0.17	0.18	0.14	0.17	0.15	0.15	0.16	0.15	0.16	0.17	0.17	0.10
Al	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03	0.01
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Cr	0.14	0.26	0.27	0.30	0.27	0.28	0.27	0.29	0.30	0.23	0.21	0.24	0.19
Fe	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.99	0.82	0.82	0.83	0.83	0.83	0.84	0.84	0.83	0.87	0.87	0.87	0.95
Mg	0.84	0.86	0.83	0.82	0.84	0.82	0.83	0.81	0.82	0.84	0.86	0.82	0.83
Ca	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Na	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	4.02	4.04	4.03	4.04	4.03	4.04	4.03	4.03	4.04	4.03	4.03	4.03	4.03
Total													
Wo (%)	42.43	44.44	42.92	42.08	43.44	42.51	42.82	41.73	41.89	43.16	44.33	42.50	42.09
En (%)	50.50	42.04	42.86	42.57	42.74	42.94	43.22	43.30	42.75	44.98	44.95	44.99	48.04
Fs (%)	7.07	13.52	14.21	15.35	13.83	14.54	13.96	14.97	15.36	11.85	10.72	12.51	9.87

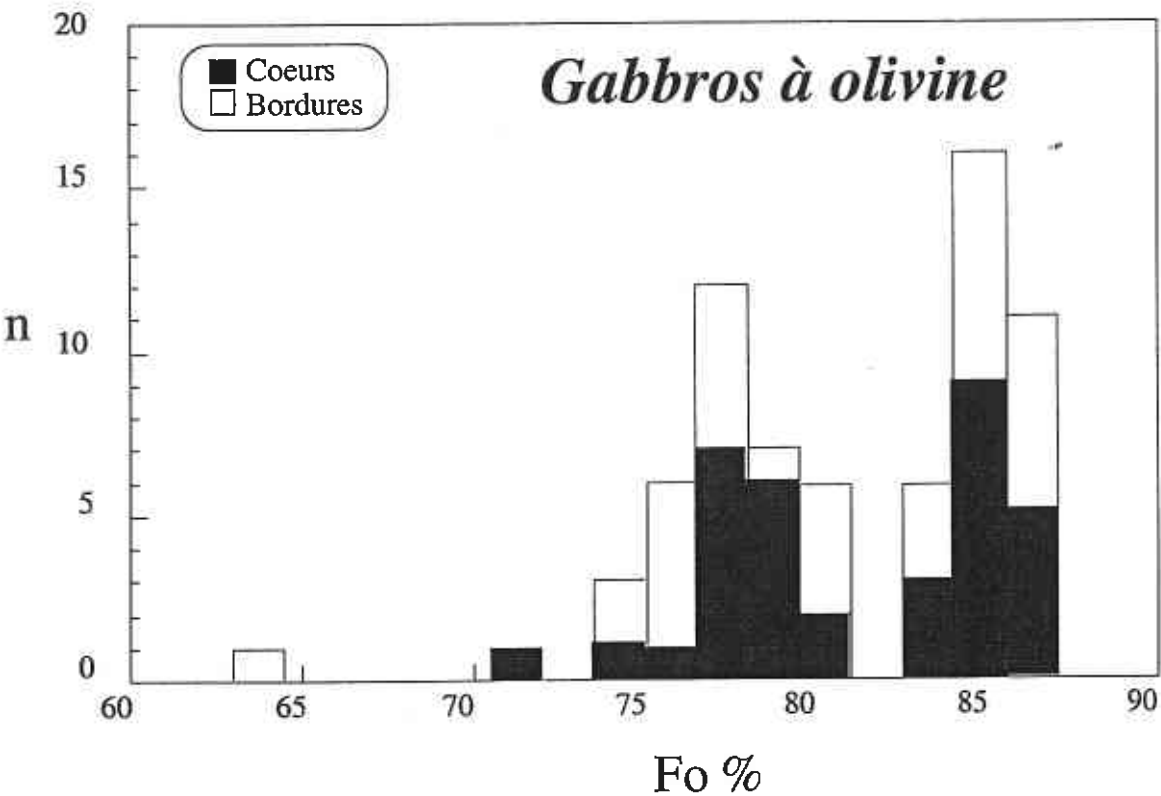
(j) Dunites et Wehrlites : analyses des plagioclases



Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 542 Dunite Xénomorphe	GOR 506 Wehrlite Bordure Subautomorphe	GOR 506 Wehrlite Cœur Subautomorphe	GOR 506 Wehrlite Bordure Inclus dans Cpx	GOR 506 Wehrlite Cœur Inclus dans Cpx	GOR 506 Wehrlite Bordure	GOR 506 Wehrlite Cœur	GOR 506 Wehrlite Cœur Inclus dans Cpx	GOR 506 Wehrlite Bordure Inclus dans Cpx	GOR 506 Wehrlite Cœur Bordure	GOR 506 Wehrlite Bordure
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>											
SiO ₂	54.85	53.17	53.02	50.98	50.69	52.88	50.57	50.30	51.86	51.88	53.05
Al ₂ O ₃	28.18	28.19	29.18	30.29	30.61	29.09	30.68	29.81	29.75	29.44	29.18
TiO ₂	0.18	0.11	0.10	0.04	0.03	0.07	0.03	0.05	0.04	0.07	0.04
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.01	0.04	0.03	-	0.01	0.01	0.01	-	0.02
FeO *	0.64	1.31	0.76	0.81	0.86	0.95	0.88	2.14	1.09	0.89	0.84
MnO	-	0.07	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.09	0.02	0.02	0.04
MgO	0.18	0.24	0.14	0.17	0.13	0.15	0.21	1.22	0.35	0.19	0.22
CaO	11.36	11.41	12.78	14.26	14.78	12.84	14.74	13.29	13.28	13.60	12.61
Na ₂ O	5.06	5.07	4.61	3.50	3.41	4.58	3.44	3.66	4.11	3.95	4.49
K ₂ O	-	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03
NiO	-	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02
Total	100.50	99.68	100.66	100.16	100.62	100.64	100.65	100.64	100.55	100.12	100.54
<i>Nombre de cations / 8 O</i>											
Si	2.47	2.43	2.40	2.33	2.31	2.40	2.30	2.30	2.36	2.37	2.40
Al	1.50	1.52	1.56	1.63	1.64	1.55	1.65	1.61	1.59	1.58	1.56
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00
Fe	0.02	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.08	0.04	0.03	0.03
Mn	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.08	0.02	0.01	0.01
Ca	0.55	0.56	0.62	0.70	0.72	0.62	0.72	0.65	0.65	0.66	0.61
Na	0.44	0.45	0.40	0.31	0.30	0.40	0.30	0.32	0.36	0.35	0.39
K	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.00	5.03	5.02	5.01	5.02	5.03	5.03	5.06	5.03	5.02	5.02
Ab (%)	44.63	44.47	39.41	30.68	29.39	39.12	29.64	33.18	35.86	34.37	39.12
An (%)	55.37	55.30	60.37	69.08	70.39	60.60	70.19	66.58	64.03	65.40	60.71
Or (%)	-	0.23	0.22	0.23	0.23	0.28	0.17	0.24	0.11	0.23	0.17

(k) Gabbros : analyses des olivines



Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 508 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 508 Cœur grain Mégacristal Bordure	GOR 508 Bord grain Mégacristal Cœur	GOR 508 Cœur grain Mégacristal Cœur	GOR 508 Bord grain Mégacristal Cœur	GOR 508 Cœur grain Mégacristal Cœur	GOR 508 Bord grain Mégacristal Cœur	GOR 508 Cœur grain Mégacristal Cœur	GOR 508 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 508 Cœur grain Mégacristal Bordure	GOR 508 Bord grain Mégacristal Bordure	GOR 508 Cœur grain Mégacristal Bordure
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>												
SiO ₂	38.29	38.21	38.60	38.55	38.62	38.63	38.46	38.56	39.19	38.21	38.55	38.21
Al ₂ O ₃	0.03	0.06	0.02	0.01	0.05	0.07	0.03	0.02	0.02	0.06	0.05	0.00
TiO ₂	0.02	0.01	-	0.00	0.01	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	-
Cr ₂ O ₃	0.02	-	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	-	-
FeO *	22.43	22.09	21.03	20.50	20.59	20.58	20.90	21.84	22.28	21.88	20.33	22.58
MnO	0.37	0.37	0.31	0.37	0.30	0.36	0.32	0.30	0.32	0.36	0.38	0.31
MgO	39.04	39.27	39.86	40.15	40.21	40.26	39.75	39.99	39.29	39.25	40.28	38.65
CaO	0.25	0.33	0.32	0.33	0.36	0.33	0.33	0.33	0.32	0.30	0.39	0.32
Na ₂ O	0.04	0.05	-	-	0.02	-	0.03	0.02	0.02	-	0.04	-
K ₂ O	-	-	0.00	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0.14	0.11	0.13	0.15	0.14	0.16	0.16	0.14	0.15	0.14	0.15	0.14
Total	100.63	100.49	100.29	100.11	100.37	100.44	100.07	101.26	101.62	100.21	100.17	100.21
<i>Nombre de cations / 4 O</i>												
Si	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	-
Cr	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-
Fe	0.49	0.48	0.45	0.44	0.44	0.44	0.45	0.47	0.48	0.47	0.44	0.49
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.51	1.52	1.53	1.54	1.54	1.54	1.53	1.53	1.50	1.52	1.55	1.50
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	-	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-
K	-	-	0.00	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.01	3.01	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.01	3.00	3.01	3.01	3.01
Fo (%)	75.63	76.02	77.16	77.73	77.69	77.72	77.22	76.55	75.87	76.18	77.94	75.32
Fa (%)	24.37	23.98	22.84	22.27	22.31	22.28	22.78	23.45	24.13	23.82	22.06	24.68

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 508 Cœur grain Mégacristal	GOR 508 Bord grain Mégacristal	GOR 508 Cœur grain Mégacristal	GOR 508 Bord grain Mégacristal	GOR 508 Cœur grain Mégacristal	GOR 508 Bord grain Mégacristal	GOR 508 Cœur grain Mégacristal	GOR 508 Cœur grain Mégacristal	GOR 508 Bord grain Mégacristal	GOR 508 Cœur grain Mégacristal	GOR 508 Bord grain Mégacristal
						Bordure	Bordure	Bordure	Cœur	Cœur	Cœur
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>											
SiO ₂	38.17	39.76	38.39	37.04	37.94	38.62	38.77	38.84	38.90	38.89	39.41
Al ₂ O ₃	0.02	0.04	0.01	0.03	0.04	0.04	0.02	0.01	0.05	0.05	0.07
TiO ₂	-	0.01	-	0.02	0.01	0.02	-	0.02	-	-	0.01
Cr ₂ O ₃	0.03	-	-	-	-	0.07	-	0.06	-	0.05	0.05
FeO *	23.06	22.00	23.91	31.08	25.44	20.91	20.44	21.45	19.49	19.39	19.16
MnO	0.28	0.37	0.38	0.48	0.43	0.34	0.34	0.36	0.29	0.28	0.23
MgO	38.01	38.35	37.31	31.22	36.15	39.45	39.63	39.27	41.40	41.01	41.30
CaO	0.35	0.42	0.20	0.22	0.29	0.37	0.33	0.35	0.33	0.35	0.33
Na ₂ O	0.06	0.04	0.01	0.05	0.04	-	0.01	0.01	-	0.00	-
K ₂ O	0.00	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.01	-
NiO	0.11	0.13	0.11	0.06	0.11	0.15	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15
Total	100.12	101.13	100.32	100.21	100.45	99.97	99.76	100.54	100.61	100.19	100.70
<i>Nombre de cations / 4 O</i>											
Si	1.00	1.02	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	-	0.00
Cr	0.00	-	-	-	-	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00
Fe	0.50	0.47	0.52	0.71	0.56	0.45	0.44	0.46	0.42	0.42	0.41
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.48	1.47	1.45	1.26	1.42	1.52	1.53	1.51	1.58	1.57	1.57
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	-
K	0.00	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00	-
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	2.98	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00
Fo (%)	74.61	75.66	73.56	64.17	71.70	77.09	77.56	76.55	79.11	79.04	79.35
Fa (%)	25.39	24.34	26.44	35.83	28.30	22.91	22.44	23.45	20.89	20.96	20.65

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 509 Cœur Grain Inclus dans Cpx	GOR 509 Bordure Grain Inclus dans Cpx	GOR 509 Bordure Grain Inclus dans Cpx	GOR 509 Cœur Grain Inclus dans Cpx	GOR 509 Bordure Grain	GOR 509 Cœur Grain	GOR 509 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 509 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 509 Cœur Grain	GOR 509 Bordure Grain	GOR 509 Cœur Grain	GOR 509 Bordure Grain
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>												
SiO ₂	39.77	39.89	39.94	39.83	39.99	39.82	40.43	40.29	40.04	39.81	40.31	40.42
Al ₂ O ₃	0.11	0.02	0.07	0.04	0.08	0.07	0.04	0.04	0.09	0.08	0.03	0.11
TiO ₂	0.01	-	0.05	-	0.02	0.01	-	-	0.01	0.01	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.14	0.07	0.02	0.05	0.05	0.02	0.02	0.03	0.11	0.05	0.02	0.00
FeO *	14.87	15.57	15.73	15.40	15.22	14.51	12.90	13.21	15.10	15.02	14.86	14.72
MnO	0.22	0.13	0.24	0.21	0.23	0.19	0.19	0.24	0.27	0.27	0.23	0.28
MgO	45.62	45.05	44.70	45.25	45.34	45.26	46.80	47.10	45.69	45.76	45.72	45.29
CaO	0.34	0.28	0.34	0.32	0.30	0.34	0.36	0.33	0.31	0.29	0.31	0.29
Na ₂ O	0.03	-	0.17	0.17	0.23	0.26	0.36	0.03	0.01	0.05	0.07	0.10
K ₂ O	-	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.07	0.03	-	0.01	-	0.00
NiO	0.27	0.27	0.26	0.26	0.26	0.25	0.28	0.30	0.27	0.28	0.27	0.27
Total	101.37	101.29	101.53	101.57	101.74	100.73	101.46	101.63	101.90	101.63	101.87	101.49
<i>Nombre de cations / 4 O</i>												
Si	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.31	0.32	0.33	0.32	0.32	0.30	0.27	0.27	0.31	0.31	0.31	0.30
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg	1.69	1.67	1.66	1.68	1.67	1.68	1.72	1.73	1.68	1.69	1.68	1.67
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.00
Fo (%)	84.54	83.76	83.52	83.97	84.16	84.76	86.61	86.41	84.36	84.45	84.58	84.59
Fa (%)	15.46	16.24	16.48	16.03	15.84	15.24	13.39	13.59	15.64	15.55	15.42	15.41

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 509 Bordure Grain	GOR 509 Cœur Grain	GOR 509 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 509 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 509 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 509 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 509 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 509 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 509 Cœur Mégacristal Automorphe	GOR 509 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 509 Bordure Grain granule
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>											
SiO ₂	40.66	40.99	40.84	40.67	40.36	40.26	41.15	41.22	40.69	40.93	41.13
Al ₂ O ₃	0.07	0.03	0.07	0.05	-	0.05	0.06	0.04	0.07	0.03	0.02
TiO ₂	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.06	-	0.04	0.03	0.06	0.07	0.05	0.01	0.07	0.02	0.09
FeO *	14.73	14.91	13.99	13.91	14.39	13.87	13.54	13.40	12.86	12.87	13.09
MnO	0.26	0.26	0.25	0.22	0.25	0.24	0.17	0.21	0.19	0.23	0.18
MgO	44.95	45.08	46.15	46.21	45.82	46.10	45.63	46.24	47.37	47.58	45.99
CaO	0.32	0.37	0.33	0.35	0.36	0.33	0.35	0.30	0.35	0.30	0.36
Na ₂ O	0.01	0.10	0.01	0.05	-	0.04	0.06	-	0.01	0.02	0.03
K ₂ O	-	0.02	-	0.02	-	0.01	0.01	-	-	0.02	-
NiO	0.25	0.29	0.30	0.28	0.27	0.27	0.29	0.27	0.26	0.26	0.27
Total	101.30	102.05	101.98	101.81	101.51	101.27	101.33	101.68	101.86	102.29	101.19
<i>Nombre de cations / 4 O</i>											
Si	1.01	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01	0.99	1.00	1.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	-	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-
Cr	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.30	0.31	0.29	0.29	0.30	0.29	0.28	0.27	0.26	0.26	0.27
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.66	1.65	1.69	1.69	1.69	1.70	1.67	1.69	1.73	1.73	1.69
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00
K	-	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	2.99	2.99	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99	2.99	3.00	3.00	2.99
Fo (%)	84.47	84.35	85.47	85.56	85.02	85.56	85.73	86.02	86.79	86.83	86.24
Fa (%)	15.53	15.65	14.53	14.44	14.98	14.44	14.27	13.98	13.21	13.17	13.76

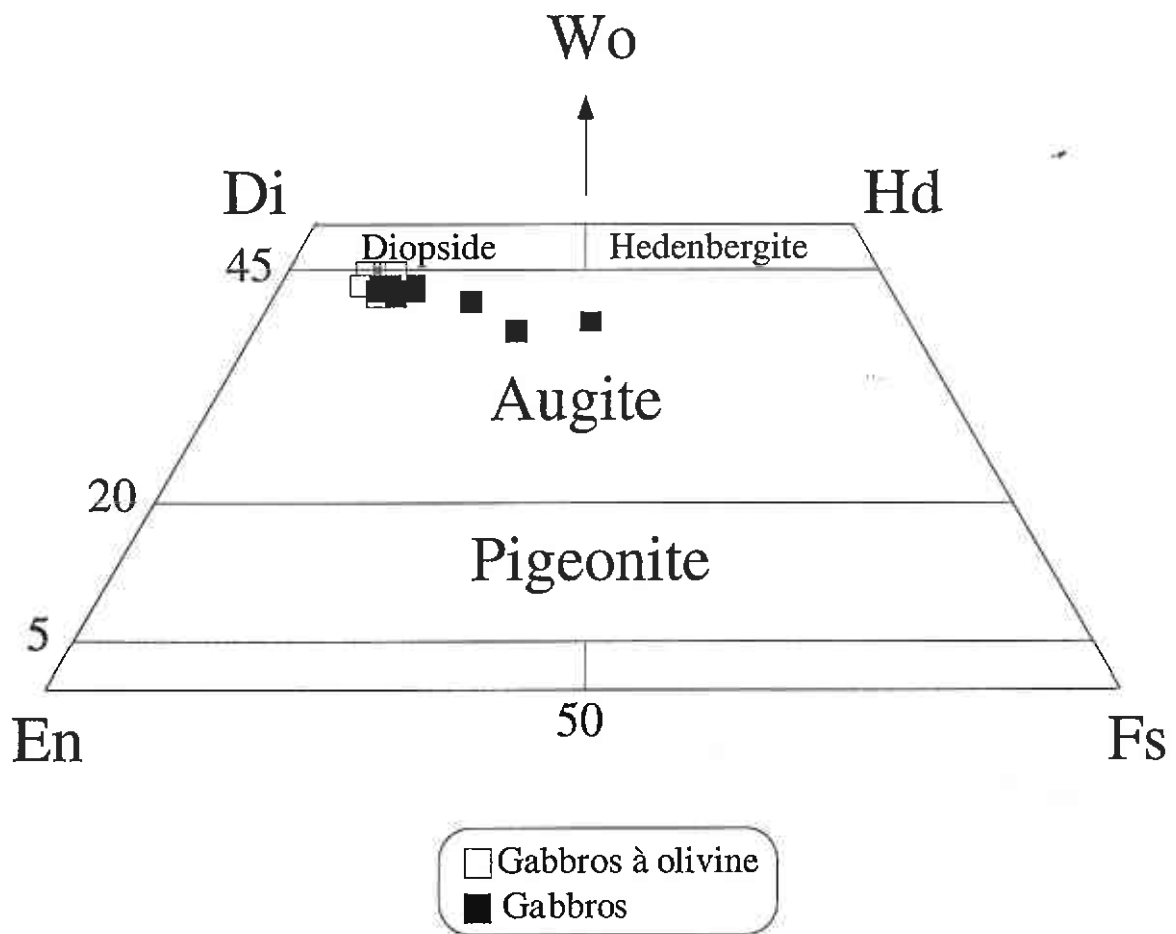
Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 509 Bordure Mégacristal Automorphe	GOR 509 Bordure Squelettique	GOR 509 Cœur Squelettique	GOR 509 Cœur Squelettique	GOR 509 Bordure Grain	GOR 509 Cœur Grain	GOR 509 Bordure Grain	GOR 509 Cœur Grain	GOR 535 Bordure Squelettique	GOR 535 Cœur Squelettique	GOR 535 Cœur Squelettique	GOR 535 Bordure Mégacristal Automorphe
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>												
SiO ₂	41.28	40.78	40.47	40.73	41.37	40.87	40.88	40.31	39.47	39.21	39.40	39.50
Al ₂ O ₃	0.04	0.05	0.02	0.03	0.05	0.07	0.07	0.06	0.02	0.07	0.06	0.07
TiO ₂	0.00	-	-	-	0.01	-	0.04	-	0.02	-	0.03	0.01
Cr ₂ O ₃	0.09	-	0.07	0.02	0.04	0.06	0.02	0.02	0.07	0.01	0.03	-
FeO *	13.68	16.37	15.57	14.45	13.97	13.92	14.48	14.29	18.69	20.51	19.70	18.57
MnO	0.21	0.28	0.24	0.25	0.22	0.25	0.14	0.24	0.26	0.28	0.33	0.28
MgO	46.38	44.56	45.01	45.76	46.19	45.45	45.87	46.08	42.35	40.98	41.91	42.24
CaO	0.34	0.33	0.35	0.29	0.33	0.33	0.29	0.31	0.25	0.33	0.32	0.31
Na ₂ O	0.04	-	0.02	-	0.04	0.02	0.02	-	0.02	-	-	0.02
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.01	-	-
NiO	0.26	0.26	0.23	0.29	0.26	0.27	0.28	0.28	0.20	0.22	0.25	0.24
Total	102.32	102.63	102.02	101.82	102.49	101.23	102.09	101.58	101.40	101.66	102.00	101.25
<i>Nombre de cations / 4 O</i>												
Si	1.01	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	-	-	-	0.00	-	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00
Cr	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
Fe	0.28	0.34	0.32	0.30	0.28	0.29	0.30	0.29	0.39	0.44	0.42	0.39
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.69	1.63	1.66	1.68	1.68	1.67	1.68	1.69	1.59	1.55	1.57	1.59
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	-	0.00
K	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00	-	-
Ni	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	2.99	3.00	3.00	3.00	2.99	2.99	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00
Fo (%)	85.80	82.92	83.75	84.95	85.50	85.34	84.95	85.18	80.16	78.08	79.14	80.22
Fa (%)	14.20	17.08	16.25	15.05	14.50	14.66	15.05	14.82	19.84	21.92	20.86	19.78

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 535</i> Cœur Mégacristal Automorphe	<i>GOR 535</i> Bordure Mégacristal Automorphe	<i>GOR 535</i> Cœur Mégacristal Automorphe	<i>GOR 535</i> Bordure Mégacristal Automorphe	<i>GOR 535</i> Cœur Mégacristal Automorphe	<i>GOR 535</i> Bordure Mégacristal Automorphe	<i>GOR 535</i> Cœur Mégacristal Automorphe	<i>GOR 535</i> Bordure Squelettique	<i>GOR 535</i> Cœur Squelettique
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>									
SiO ₂	39.82	39.99	39.83	40.10	39.05	39.77	40.26	39.27	39.51
Al ₂ O ₃	0.06	-	0.04	0.03	0.06	0.04	0.02	0.05	-
TiO ₂	-	0.01	0.02	-	0.04	0.00	-	0.01	-
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.03	0.08	0.05	0.05	0.05	-	0.02
FeO *	18.68	19.88	18.84	18.59	21.23	18.08	16.34	21.24	19.21
MnO	0.17	0.28	0.26	0.30	0.29	0.28	0.26	0.35	0.32
MgO	42.99	42.43	42.46	42.75	40.78	42.85	44.50	40.77	41.70
CaO	0.29	0.24	0.33	0.32	0.29	0.36	0.33	0.24	0.33
Na ₂ O	0.03	-	0.01	-	-	0.03	0.02	-	0.03
K ₂ O	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-
NiO	0.22	0.23	0.20	0.25	0.20	0.20	0.25	0.21	0.21
Total	102.32	103.15	102.07	102.41	102.01	101.75	102.11	102.14	101.38
<i>Nombre de cations / 4 O</i>									
Si	0.99	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00
Al	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
Ti	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	-
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00
Fe	0.39	0.41	0.39	0.39	0.45	0.38	0.34	0.45	0.41
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.60	1.58	1.59	1.59	1.54	1.60	1.64	1.54	1.57
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	-	0.00	-	-	0.00	0.00	-	0.00
K	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	3.01	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00
Fo (%)	80.40	79.19	80.07	80.39	77.40	80.86	82.92	77.39	79.46
Fa (%)	19.60	20.81	19.93	19.61	22.60	19.14	17.08	22.61	20.54

(k) Gabbros : analyses des pyroxènes



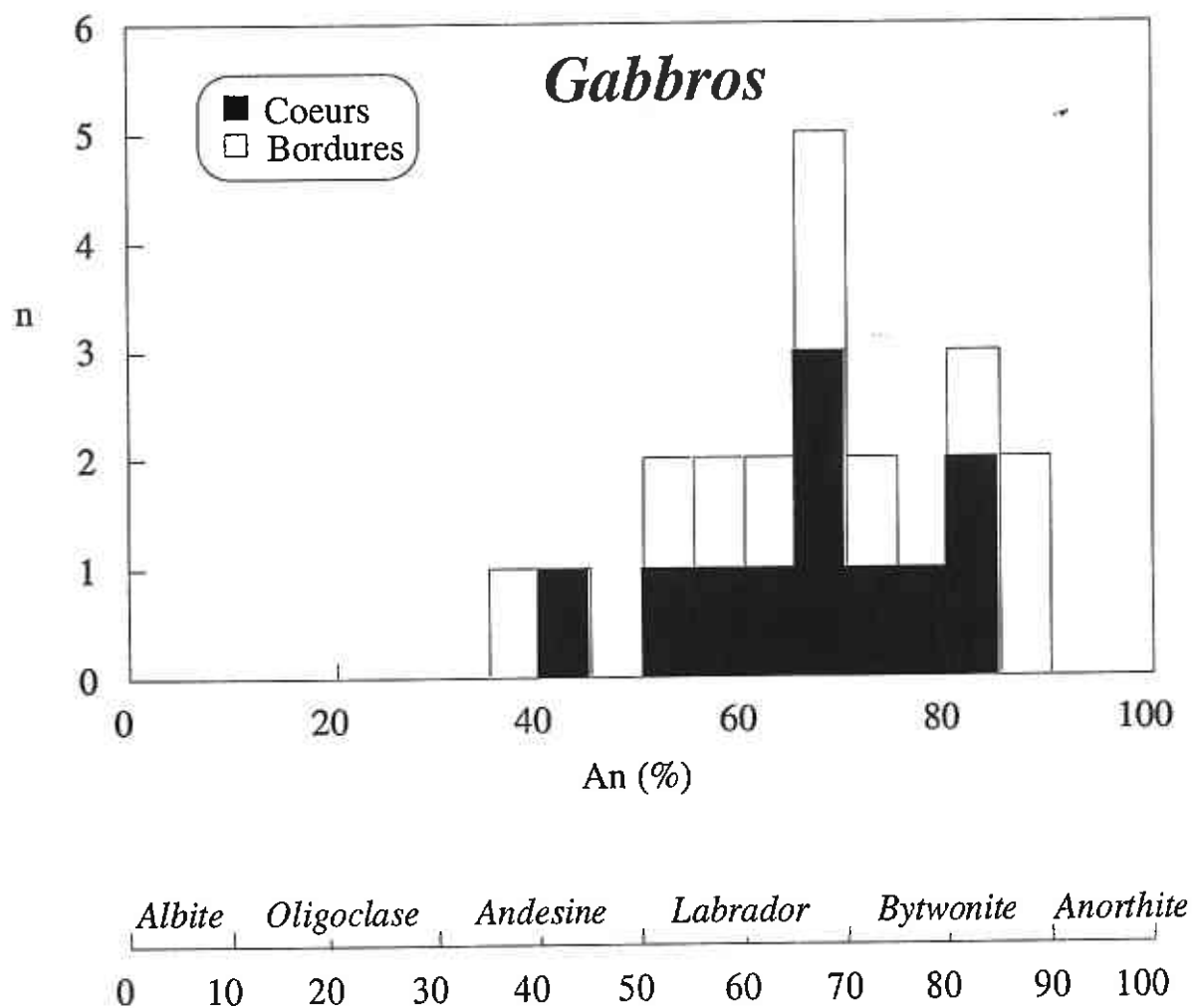
Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 508 Bordure	GOR 508 Cœur	GOR 508 Cœur	GOR 508 Cœur Poecillitique	GOR 508 Bordure Poecillitique	GOR 510 Cœur Sub- automorphe	GOR 510 Cœur Sub- automorphe	GOR 510 Bordure Sub- automorphe	GOR 510 Cœur Sub- automorphe	GOR 510 Bordure Sub- automorphe	GOR 509 Cœur	GOR 509 Bordure
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>												
SiO ₂	52.07	52.51	52.31	52.54	51.54	50.60	52.22	49.89	50.21	51.00	51.93	52.19
Al ₂ O ₃	2.33	2.35	2.15	2.07	2.42	4.59	2.31	3.65	2.56	1.35	3.48	3.17
TiO ₂	0.41	0.35	0.33	0.29	1.20	0.66	0.43	0.69	0.75	0.37	0.29	0.41
Cr ₂ O ₃	0.15	0.22	0.27	0.33	0.07	0.36	0.09	0.03	0.02	-	1.25	0.92
FeO *	6.27	5.76	5.81	5.52	7.06	7.80	8.00	11.56	15.10	18.65	4.64	5.66
MnO	0.13	0.18	0.18	0.13	0.16	0.16	0.14	0.25	0.48	0.59	0.12	0.17
MgO	16.49	16.69	17.11	17.17	16.35	15.46	16.14	13.82	12.84	10.09	16.66	16.80
CaO	21.44	21.42	21.57	21.24	20.80	21.39	21.67	20.51	18.62	19.05	22.12	21.26
Na ₂ O	0.26	0.28	0.20	0.26	0.40	0.29	0.29	0.38	0.37	0.30	0.21	0.31
K ₂ O	0.00	-	0.02	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	-	-
NiO	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	-	0.02	0.05
Total	99.55	99.74	99.94	99.59	100.00	101.35	101.33	100.82	100.98	101.42	100.72	101.02
<i>Nombre de cations / 6 O</i>												
Si	1.93	1.93	1.92	1.94	1.91	1.85	1.91	1.87	1.90	1.95	1.89	1.90
Al	0.10	0.10	0.09	0.09	0.11	0.20	0.10	0.16	0.11	0.06	0.15	0.14
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	-	0.04	0.03
Fe	0.19	0.18	0.18	0.17	0.22	0.24	0.25	0.36	0.48	0.60	0.14	0.17
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01
Mg	0.91	0.92	0.94	0.94	0.90	0.84	0.88	0.77	0.72	0.58	0.91	0.91
Ca	0.85	0.84	0.85	0.84	0.82	0.84	0.85	0.82	0.75	0.78	0.86	0.83
Na	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
K	0.00	-	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Total	4.02	4.01	4.02	4.02	4.02	4.03	4.03	4.04	4.04	4.02	4.01	4.02
Wo (%)	43.52	43.60	43.21	42.96	42.40	43.66	43.02	42.06	38.57	39.98	45.21	43.34
En (%)	46.55	47.26	47.71	48.33	46.38	43.91	44.59	39.44	37.01	29.47	47.39	47.65
Fs (%)	9.93	9.14	9.08	8.72	11.23	12.43	12.40	18.50	24.41	30.55	7.40	9.00

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 509 Cœur	GOR 509 Bordure	GOR 509 Bordure	GOR 509 Cœur	GOR 509 Bordure	GOR 509 Cœur	GOR 509 Cœur	GOR 509 Bordure	GOR 509 Cœur	GOR 535 Cœur	GOR 535 Bordure	GOR 535 Bordure	GOR 535 Cœur
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>													
SiO ₂	53.16	53.39	52.68	52.33	52.07	52.19	52.99	53.69	51.41	52.18	53.13	51.76	51.63
Al ₂ O ₃	2.56	2.39	3.63	3.53	3.69	3.37	3.13	2.30	3.71	3.40	2.33	3.40	4.09
TiO ₂	0.28	0.32	0.33	0.28	0.37	0.42	0.25	0.17	0.72	0.53	0.48	0.55	0.61
Cr ₂ O ₃	0.95	0.77	1.11	1.23	1.25	0.99	1.12	0.76	0.69	0.89	0.33	0.82	0.83
FeO *	4.49	5.05	5.19	4.68	5.09	5.66	4.40	4.64	6.74	5.74	5.81	5.79	6.10
MnO	0.13	0.11	0.45	0.12	0.16	0.14	0.16	0.10	0.16	0.14	0.12	0.05	0.16
MgO	17.11	17.40	15.66	16.83	16.55	16.72	16.95	17.87	15.97	16.21	17.30	16.00	15.92
CaO	21.54	21.76	21.50	21.92	21.50	21.64	22.08	21.82	20.99	22.13	21.17	22.18	21.97
Na ₂ O	0.20	0.32	0.37	0.21	0.33	0.26	0.17	0.24	0.30	0.24	0.24	0.31	0.26
K ₂ O	0.02	0.01	-	-	0.01	-	0.01	-	0.00	-	0.01	-	0.00
NiO	0.03	0.01	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.05
Total	100.48	101.54	100.93	101.29	101.07	101.43	101.33	101.62	100.73	101.47	101.00	100.91	101.63
<i>Nombre de cations / 6 O</i>													
Si	1.93	1.93	1.92	1.90	1.89	1.89	1.91	1.93	1.88	1.89	1.93	1.89	1.88
Al	0.11	0.10	0.16	0.15	0.16	0.14	0.13	0.10	0.16	0.15	0.10	0.15	0.17
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Cr	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02
Fe	0.14	0.15	0.16	0.14	0.15	0.17	0.13	0.14	0.21	0.17	0.18	0.18	0.19
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.93	0.94	0.85	0.91	0.90	0.90	0.91	0.96	0.87	0.88	0.94	0.87	0.86
Ca	0.84	0.84	0.84	0.85	0.84	0.84	0.85	0.84	0.82	0.86	0.82	0.87	0.86
Na	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.00	0.00	-	-	0.00	-	0.00	-	0.00	-	0.00	-	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.01	4.00	4.01	4.01	4.02	4.00	4.01	4.02	4.01	4.01	4.02	4.02
Wo (%)	44.09	43.59	45.42	44.74	44.32	43.87	44.96	43.37	43.31	45.00	42.53	45.30	44.94
En (%)	48.74	48.51	46.03	47.82	47.49	47.17	48.04	49.42	45.84	45.89	48.36	45.47	45.31
Fs (%)	7.18	7.90	8.56	7.45	8.19	8.96	7.00	7.20	10.85	9.11	9.11	9.24	9.74

(k) Gabbros : analyses des plagioclases



Annexe 2 : Tableaux d'analyses

Echantillon	GOR 508 Cœur	GOR 508 Bordure	GOR 508 Bordure	GOR 508 Cœur	GOR 508 Bordure	GOR 508 Bordure	GOR 508 Cœur	GOR 508 Bordure	GOR 510 Cœur Automorphe	GOR 510 Bordure Automorphe	GOR 510 Bordure Inclus dans Cpx
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>											
SiO ₂	56.141	58.215	51.997	50.497	46.62	45.169	46.851	45.646	54.67	54.32	52.19
Al ₂ O ₃	25.755	25.081	28.889	29.82	32.542	33.538	32.818	33.326	28.16	28.21	30.19
TiO ₂	0.052	0.042	0.057	0.03	0.028	-	0.017	-	0.06	0.03	0.02
Cr ₂ O ₃	-	0.009	0.041	0.029	-	0.013	-	0.022	0.01	0.02	0.02
FeO *	0.625	0.688	1.038	0.747	0.699	0.727	0.75	0.796	0.75	0.74	0.86
MnO	0.017	-	-	0.004	-	-	0.014	0.015	0.02	0.05	0.04
MgO	0.06	0.076	0.265	0.131	0.081	0.104	0.114	0.09	0.09	0.08	0.14
CaO	9.288	8.178	12.71	14.033	17.177	18.037	16.834	17.697	11.32	11.32	13.88
Na ₂ O	6.494	7.114	4.393	3.794	1.917	1.29	2.033	1.495	5.37	5.48	4.04
K ₂ O	0.04	0.063	0.013	0.02	0.012	-	-	0.013	0.04	0.03	0.02
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.05	0.01	0.00
Total	98.509	99.466	99.403	99.105	99.076	98.894	99.461	99.1	100.54	100.29	101.40
<i>Nombre de cations / 8 O</i>											
Si	2.57	2.63	2.39	2.33	2.17	2.11	2.17	2.13	2.47	2.46	2.35
Al	1.39	1.33	1.56	1.62	1.79	1.85	1.79	1.83	1.50	1.50	1.60
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00
Cr	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mn	0.00	-	-	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.46	0.40	0.62	0.69	0.86	0.90	0.84	0.88	0.55	0.55	0.67
Na	0.58	0.62	0.39	0.34	0.17	0.12	0.18	0.14	0.47	0.48	0.35
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00
Total	5.02	5.02	5.03	5.03	5.02	5.02	5.02	5.02	5.02	5.03	5.02
Ab (%)	55.73	60.94	38.45	32.81	16.79	11.46	17.93	13.25	46.09	46.62	34.46
An (%)	44.05	38.71	61.47	67.07	83.14	88.54	82.07	86.67	53.69	53.21	65.43
Or (%)	0.23	0.36	0.07	0.11	0.07	-	-	0.08	0.23	0.17	0.11

Annexe 2 : Tableaux d'analyses

<i>Echantillon</i>	<i>GOR 510</i> Cœur Inclus dans Cpx	<i>GOR 510</i> Bordure Inclus dans Cpx	<i>GOR 510</i> Cœur Inclus dans Cpx	<i>GOR 510</i> Bordure Inclus dans Cpx	<i>GOR 510</i> Cœur Inclus dans Cpx	<i>GOR 510</i> Bordure Inclus dans Cpx	<i>GOR 510</i> Cœur Inclus dans Cpx	<i>GOR 509</i> Cœur Xénomorphe	<i>GOR 509</i> Cœur Xénomorphe	<i>GOR 535</i> Inclus dans ol
<i>Analyses en poids d'oxyde (%)</i>										
SiO ₂	51.28	50.15	50.36	54.27	52.28	50.96	51.69	48.47	48.81	52.80
Al ₂ O ₃	29.71	30.84	31.53	28.50	29.64	30.26	29.98	32.38	32.69	28.93
TiO ₂	0.03	0.02	0.00	0.03	0.04	0.02	0.03	-	0.01	0.08
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	-	-	0.04
FeO *	0.85	0.88	0.92	0.77	0.98	0.92	0.87	0.54	0.51	1.72
MnO	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	-	-	0.13
MgO	0.13	0.16	0.16	0.11	0.15	0.15	0.16	0.32	0.33	0.33
CaO	13.80	14.73	15.13	11.83	13.40	14.60	13.87	17.03	16.74	11.99
Na ₂ O	4.03	3.40	3.14	5.16	4.23	3.70	3.90	2.03	2.32	4.67
K ₂ O	0.03	0.04	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02	0.01	-	0.13
NiO	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	-	-	-
Total	99.94	100.25	101.30	100.74	100.80	100.69	100.58	100.77	101.41	100.82
<i>Nombre de cations / 8 O</i>										
Si	2.35	2.29	2.28	2.45	2.37	2.32	2.35	2.21	2.21	2.39
Al	1.60	1.66	1.68	1.51	1.58	1.62	1.61	1.74	1.75	1.55
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00
Fe	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.07
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Ca	0.68	0.72	0.73	0.57	0.65	0.71	0.68	0.83	0.81	0.58
Na	0.36	0.30	0.28	0.45	0.37	0.33	0.34	0.18	0.20	0.41
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-
Total	5.03	5.03	5.02	5.02	5.03	5.03	5.02	5.01	5.02	5.04
Ab (%)	34.52	29.40	27.29	44.01	36.29	31.39	33.69	17.71	20.08	41.04
An (%)	65.31	70.38	72.66	55.76	63.54	68.44	66.20	82.25	79.92	58.21
Or (%)	0.17	0.23	0.06	0.22	0.17	0.17	0.11	0.04	-	0.75

11.2. Analyses chimiques

- (a) Curaçao : cf. Chapitre 3, Table 3.3, p. 58
(b) Ride de Béata : cf. Chapitre 4, Table 4.2, p. 86-88
(c) Gorgona : cf. Chapitre 5, première partie, Table 5.2, p. 129-132

11.3. Analyses isotopiques

11.3.1. Compositions isotopiques de Nd et de Sr

- (a) Curaçao : cf. Chapitre 3, Table 3.4, p. 62
(b) Ride de Béata : cf. Chapitre 4, Table 4.3, p. 90
(c) Gorgona : cf. Chapitre 5, première partie, Table 5.3, p. 136

11.3.2. Compositions isotopiques de l'Oxygène

<i>Echantillon</i>	<i>Type de roche</i>	<i>$\delta^{18}\text{O}$ Moyen Corrigé (‰)</i>	<i>Erreur sur duplicates</i>
<i>Analyse des clinopyroxènes</i>			
GOR 502	Komatiite	5.42	±0.11
GOR 503	Dunite	5.08	±0.07
GOR 507	Wehrlite	5.07	±0.11
GOR 509	Gabbro	5.23	±0.02
GOR 511	Gabbro	5.19	±0.03
GOR 515	Picrite	5.78	±0.00
GOR 525	Komatiite	5.36	±0.01
GOR 539	Komatiite	5.26	±0.21
<i>Analyse des olivines</i>			
GOR 503	Dunite	4.36	±0.10
GOR 507	Wehrlite	4.88	±0.09
GOR 509	Gabbro	5.02	±0.25

Standard Circé 93 (MORB), moyenne de 13 valeurs : $\delta^{18}\text{O}=5.53 \pm 0.04$

Circé 93 : valeur recommandée $\delta^{18}\text{O}=5.68$. Correction par rapport au Circé 93 : 0.15

Valeur de normalisation : NBS 28 : $\delta^{18}\text{O}=9.6$

11.3.3. Compositions isotopiques de l'Hélium

<i>Echantillon</i>	<i>Nombre de coups</i>	<i>Masse d'échantillon (g)</i>	$^3\text{He}/^4\text{He}$ (R_A)	<i>Erreur</i>	^4He (mole)
GOR 503	50	0.4206 g	7.77	±0.18	$5.37 \cdot 10^{-14}$
GOR 503	100	0.4206	8.82	±0.18	$7.70 \cdot 10^{-14}$
GOR 503	100	0.4956	12.43	±0.27	$7.87 \cdot 10^{-15}$
GOR 503	500	0.4206	9.34	±0.16	$2.10 \cdot 10^{-13}$
GOR 507	50	0.4353	13.07	±0.47	$2.25 \cdot 10^{-14}$
GOR 507	100	0.4353	12.54	±0.60	$2.77 \cdot 10^{-14}$
GOR 507	500	0.4353	12.39	±0.25	$7.57 \cdot 10^{-14}$
GOR 509	50	0.4315	14.73	±0.98	$1.01 \cdot 10^{-14}$
GOR 509	100	0.4315	16.65	±0.94	$1.06 \cdot 10^{-14}$
GOR 509	100	0.5045	18.21	±0.70	$1.94 \cdot 10^{-14}$
GOR 509	500	0.4315	13.64	±0.40	$2.69 \cdot 10^{-14}$

Annexe 3

Méthodes Analytiques

11. Méthodes analytiques

11.1. Analyses microsondes

Les analyses microsondes ont été effectuées sur deux sites différents. Les analyses de la ride de Béata et une partie des analyses des échantillons de Gorgona ont été faites à l'Université de Leicester (UK) sur une JEOL 8600. Les analyses des échantillons de Curaçao et la majorité des analyses des échantillons de Gorgona ont été effectuées à IFREMER (Brest) sur une CAMECA SX50. Dans les deux cas, une attention particulière a été apportée aux analyses des olivines. Afin d'obtenir des dosages fiables des éléments mineurs, du Ni en particulier, les temps de comptages ont été augmentés.

Sur la JEOL 8600, les temps de comptage ont été augmentés de 5 mn à 6 mn. Sur la CAMECA SX50, ils ont été augmentés de 6 secondes à 36 secondes. Il faut noter que le total des analyses effectuées avec de tels temps de comptage ont tendance à être supérieur à 100 %. Ceci est dû à la volatilisation préférentielle de la silice par rapport aux autres éléments. Cet effet entraîne parfois une légère surestimation des teneurs en SiO_2 des olivines. Cependant, l'effet sur le calcul des formules structurale est négligeable.

11.2. Fluorescence X

Les analyses des éléments majeur et trace ont été effectuée par Fluorescence X à l'université de Rennes I.

Les éléments majeurs sont mesurés sur des perles. Celles ci sont fabriquées par la fusion de 0.75 g de poudre d'échantillon, préalablement séché à l'étuve (110 °C) pendant 24 h, et de 4.5 g de tétraborate de Li pour abaisser le point de fusion.

Les éléments traces sont mesurés sur des pastilles. Celles ci sont préparées par la compactions de 9 g de poudre d'échantillon.

Les mesures sont faites sur un spectromètre séquentiel Philips PW 1480. La précision analytique est de $\pm 2 \%$ pour les oxydes majeurs, et peuvent atteindre $\pm 10\%$ pour les oxydes mineurs comme P_2O_5 et MnO . La précision analytique pour les teneurs en éléments traces est de 2 % pour les teneurs > 100 ppm et de 5 % pour les teneurs comprises entre 10 et 100 ppm. Les standards internationaux utilisés au cours des mesures sont les standards PCC, Nim-P, Nim-D, BHVO, BCR, BR et BEN (Geostandards newsletter, special issues, July 1994 and July 1995).

11.3. ICP-MS

Les analyses des éléments traces par ICP-MS ont été réalisées dans trois laboratoires différents : à l'Université de Montréal pour les échantillons de Curaçao, à l'Université de St Johns (Terre Neuve) pour ceux de Béata et à l'Université de Montpellier pour ceux de Gorgona.

Etant donné que je n'ai réalisé moi même que les analyses des échantillons de Gorgona, je m'attacherai surtout à décrire la méthode utilisée à Montpellier. Les techniques analytiques utilisées à l'université de Montréal sont décrites dans (Lahaye, 1995). Les méthodes utilisées à Terre Neuve sont décrites dans (Jenner et al., 1990)

Les solutions ont été préparées par dissolution séquentielle de 100 mg de poudre d'échantillon. Les dissolutions consistent en : (a) un mélange 3 : 1 de HF 24N et de HClO₄ suivie de (b) un mélange 4 : 1 de HF 24N et de HNO₃ 14N. A chaque étape, les solutions sont laissées sur plaque chauffante 36 h minimum. Les solutions sont ensuite séchées jusqu'à évaporation totale.

Les solutions ont ensuite été analysées sur une ICP-MS HP-PQ2+. La machine est calibrée par solution synthétiques. Les standards mesurés sont présentés dans le tableau ci dessous. Il comprend les valeurs mesurées et recommandées pour les standards internationaux BHVO-1 et BIR-1. Etant donnée la spécificité des roches de Gorgona, nous avons ajouté notre propre standard komatiitique. Cet échantillon, le M664 est une komatiites prélevée à Munroe et qui a été, entre autres, analysée par dilution isotopique (Jochum et al., 1991).

11.4. Analyses isotopiques

11.4.1. Chimie sur roche totale

Les séparations chimiques ont été effectuées en salle blanche à l'Université de Rennes.

Je ne donnerai ici que les grandes lignes des procédures utilisées, les techniques de base étant celles classiquement appliquées en géochimie.

Afin de mesurer les concentrations en Nd, Sm et Sr, chaque échantillon est spiké avant attaque. Pour les mesures du Nd et du Sm un double spike 149Sm/150Nd est utilisé et un spike 84Sr/88Sr est utilisé pour le Sr.

La mise en solution des roches est faite par attaque acide avec un mélange 5:1 de HF 24N et de HNO₃ 14N. Les temps d'attaques varient selon la nature des roches et peuvent atteindre une dizaine de jours.

La séparation du Sm et du Nd est faite en deux étapes. La première consiste à séparer les terres rares de la matrice de la roche. Cette séparation est faite sur colonne par une résine échangeuse d'ions. Les échantillons analysés dans ce travail étant en règle générale particulièrement pauvre en terre rare, nous avons utilisé une résine DOWEX AG50 x12 dont la capacité d'échange est plus important que la AG50 x8 généralement employée. Les colonnes contiennent un volume de résine assez important (8 ml contre 5 ou 3 ml habituellement) et les acides utilisés sont de normalité élevé (HCl 3.5N et 7N contre HCl 2N et 6N). Les profils déterminés sur ce type de colonne sont montrés dans les figures ci-après pour différents poids d'échantillons chargés et des normalités d'acide différentes.

La seconde étape consiste à séparer les terres rares entre elles et à récupérer séparément le Nd et le Sm. Cette séparation se fait sur une colonne dite "reverse" constituée par un mélange de Téflon et d'un agent actif HDEHP. Le Nd est élué en HCl 0.15N et le Sm en HCl 0.30N.

La séparation du Sr est effectuée sur la même première colonne que les terres rares. Le Sr est récupéré avant les terres rares dans une fraction en HCl 3.5 N. Cette fraction est ensuite purifiée sur une résine Sr-SPEC afin d'éliminer toute trace de Rb.

11.4.2. Chimie sur minéraux

Pour mesurer les compositions isotopiques de Sr les plus primaires des clinopyroxènes, nous avons adopté une méthode de leaching séquentiels.

Après lavage, les minéraux sont leachés deux fois avant dissolution totale et séparation sur colonne. Les leaching consistent en :

(a) leaching 1 : 2 ml de HF 2N, 30 mn à froid suivie de 2 ml de HCl 2.5N, 10 mn à chaud

(b) leaching 2 : 2 ml de HF 4N, 30 mn à froid suivie de 2 ml de HCl 6N, 30 mn à chaud

Chaque leachate est récupéré et mesuré. La perte de masse est d'environ 15-20 % après le premier leaching et d'environ 30-40 % après le second.

Le résidu de clinopyroxène est ensuite attaqué dans un mélange 5 : 1 de HF 24N et de HNO₃ 14N.

La séparation du Sr se fait selon les méthodes précédemment décrite. Selon les poids de pyroxènes attaqués, la séparation se fait en deux étapes (première colonne AG x12 puis Sr-SPEC) ou directement sur Sr-SPEC.

11.4.3. Spectromètre de masse

Toutes les mesures isotopiques ont été effectuées à l'Université de Rennes sur un spectromètre de masse multicollecteur FINIGAN MAT 262.

Les mesures de Sr ont été faites sur mono-filament W ou sur double-filament Re. Les mesures sont faites en statique. Le standard utilisé est le NBS 987.

Les mesures de Nd et de Sm sont faites en double filaments Re. Les mesures de dilution isotopique de Nd et les mesures de Sm sont faites en statiques. Les mesures de compositions isotopiques de Nd ont été faites en semi-dynamique pour les échantillons de Curaçao, de la ride de Béata et une partie des échantillons de Gorgona. Ensuite, les tests effectués sur standards le permettant, les compositions isotopiques de Nd ont été mesurées en statique. Le standard utilisé à Rennes pour le Nd est un standard interne en cours de certification, le AMES. La valeur recommandée pour l'instant du AMES est de 0.511965 et correspond à 0.511860 mesuré sur le La JOLLA.

Références :

- Jenner, G. A., Longerich, H. P., Jackson, S. E., and Fryer, B. J., 1990, ICP-MS a powerful tool for high-precision trace-element analysis in earth sciences: evidence from analysis of selected USGS reference samples: *Chem. Geol.*, v. 83, p. 133-148.
- Jochum, K. P., Arndt, N. T., and Hofmann, A. W., 1991, Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 107, p. 272-289.
- Lahaye, Y., 1995, L'altération des komatiites: PhD thesis, University of Rennes 1, Mémoires de Géosciences Rennes n°64, 215 p.

Annexe 3 : Méthodes analytiques

	BIR-1	BIR-1	V. Rec.	BHVO-1	BHVO-1	BHVO-1	V. Rec.	M664	M664	M664	TIMS (MPI)	SSMS (MPI)
Rb	0.21	0.21	0.25	8.83	8.55	8.84	11.00	5.13	5.08	5.17	5.5	4.1
Sr	99.93	97.23	108.00	369.07	356.34	368.24	403.00	18.33	17.92	18.39	19.3	20.5
Zr	13.87	13.86	15.50	167.38	164.63	166.60	179.00	14.94	14.75	14.72		15.7
Nb	0.58	0.60	0.60	18.71	18.44	19.05	19.00	0.45	0.48	0.47		0.55
Cs	0.01	0.01	0.01	0.09	0.09	0.09	0.13	0.81	0.79	0.81		0.72
Ba	6.54	6.56	7.00	127.36	124.29	128.28	139.00	12.03	11.89	12.02		12.7
La	0.64	0.65	0.62	14.98	14.81	15.06	15.80	0.51	0.51	0.52	0.55	0.57
Ce	1.90	1.92	1.95	37.92	37.30	38.16	39.00	1.53	1.54	1.53	1.62	1.74
Pr	0.38	0.39	0.38	5.25	5.22	5.35	5.70	0.26	0.26	0.26		0.28
Nd	2.41	2.44	2.50	24.67	24.55	24.95	25.20	1.51	1.50	1.51	1.61	1.49
Sm	1.07	1.09	1.10	5.90	5.87	6.01	6.20	0.59	0.58	0.60	0.64	0.61
Eu	0.54	0.55	0.54	2.10	2.09	2.16	2.06	0.24	0.24	0.24	0.25	0.23
Gd	1.90	1.90	1.85	6.22	6.04	6.39	6.40	0.91	0.92	0.92	0.98	0.8
Tb	0.37	0.37	0.36	0.91	0.92	0.95	0.96	0.17	0.17	0.17		0.14
Dy	2.74	2.74	2.50	5.48	5.44	5.75	5.20	1.20	1.21	1.22	1.24	1.04
Ho	0.61	0.61	0.57	1.02	1.00	1.06	0.99	0.26	0.26	0.27		0.26
Er	1.75	1.79	1.70	2.53	2.52	2.58	2.40	0.75	0.76	0.76	0.79	0.71
Tm	0.26	0.26	0.26	0.33	0.33	0.35	0.33	0.11	0.11	0.11		0.098
Yb	1.67	1.68	1.65	1.98	1.95	2.04	2.02	0.71	0.72	0.75	0.77	0.66
Lu	0.27	0.28	0.26	0.29	0.29	0.30	0.29	0.12	0.12	0.12	0.12	0.09
Hf	0.62	0.62	0.60	4.56	4.65	4.84	4.38	0.48	0.50	0.50		0.39
Ta	0.05	0.05	0.04	1.28	1.29	1.37	1.23	0.03	0.04	0.04		
Pb	3.11	3.15	3.00	2.54	2.71	2.65	2.60	0.12	0.11	0.13		0.11
Th	0.03	0.03	0.03	1.20	1.19	1.29	1.08	0.04	0.05	0.04		0.039
U	0.01	0.01	0.01	0.40	0.41	0.44	0.42	0.02	0.02	0.02		0.012

V. Rec. : valeurs recommandées (Geostandards newsletter, special issues, July 1994 and July 1995).

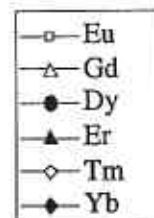
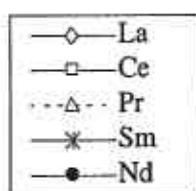
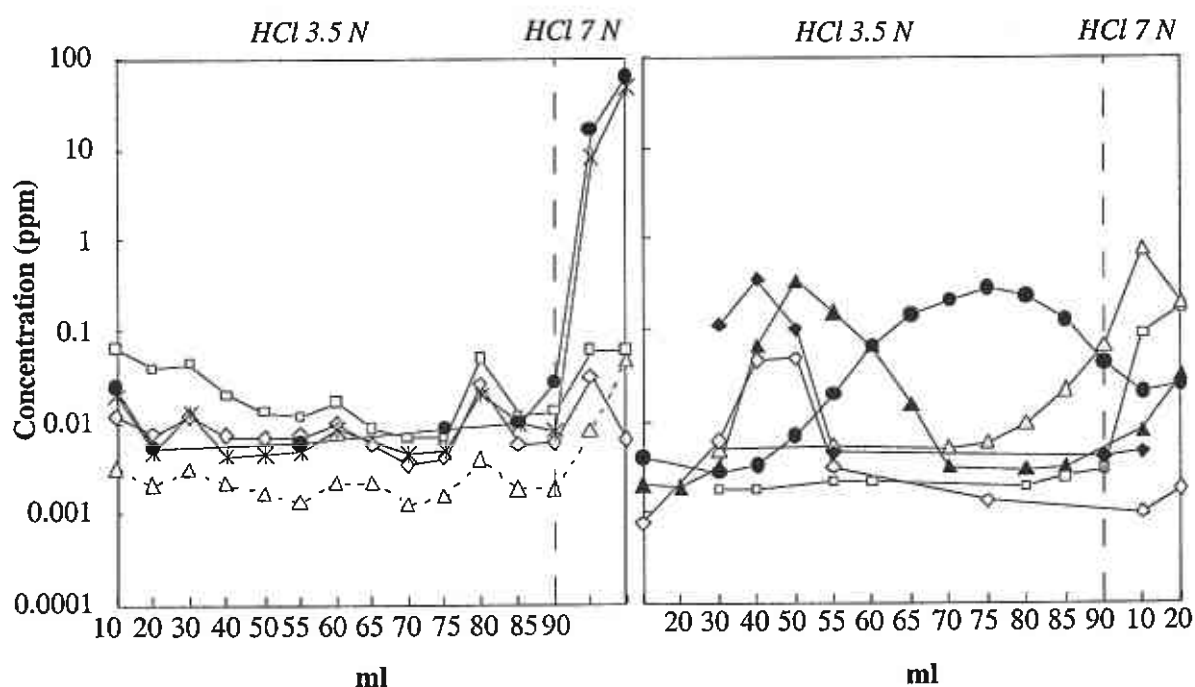
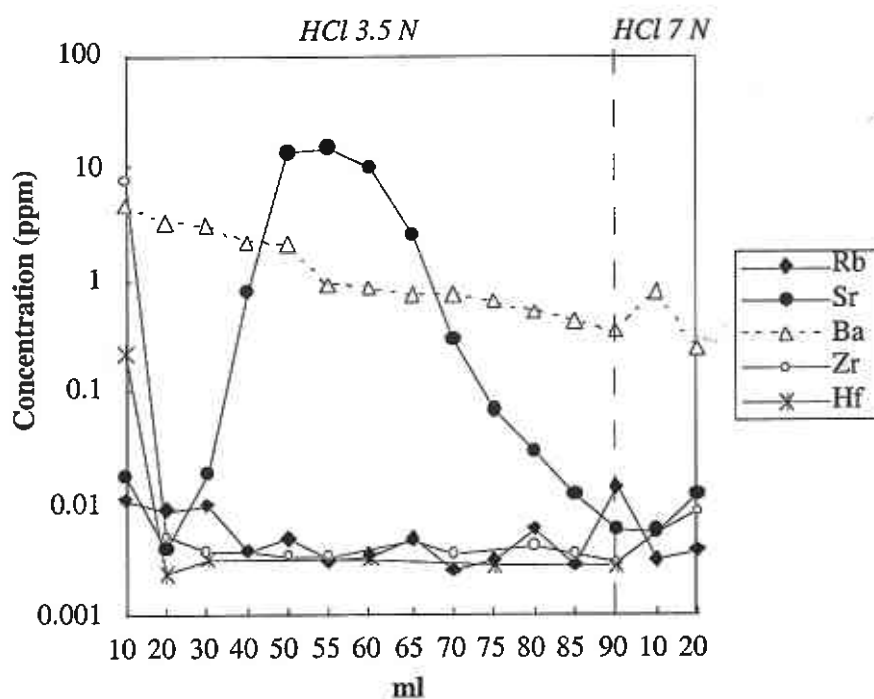
TIMS : thermal ionization mass spectrometry

SSMS : Spark-Source mass spectrometry

MPI : Max Planck Intitute für Chemie, Mainz.

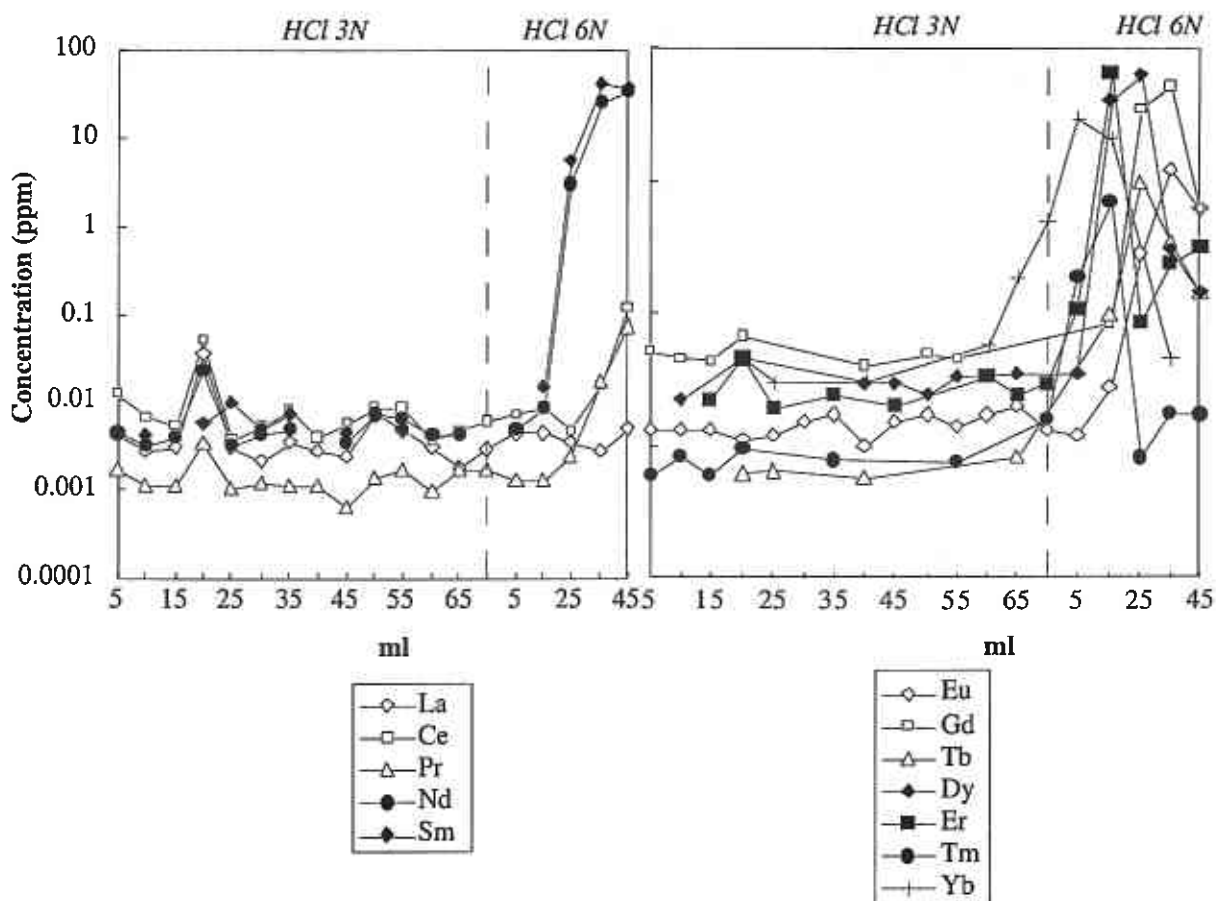
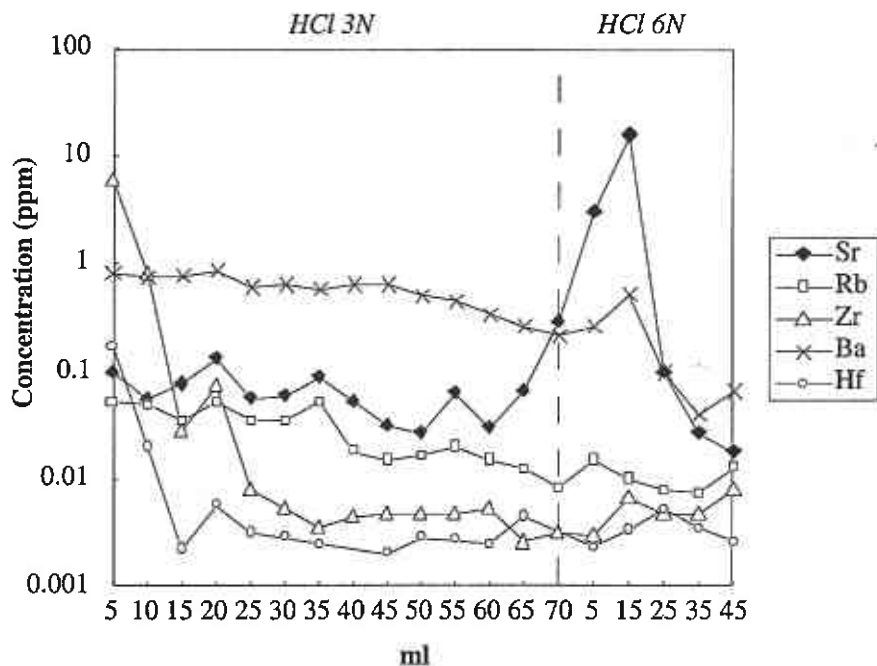
Volume colonne : 8 ml
Echantillon chargé : 100 mg

Résine : DOWEX-AG x12
Mesure du profil : ICPMS semi-quantitatif



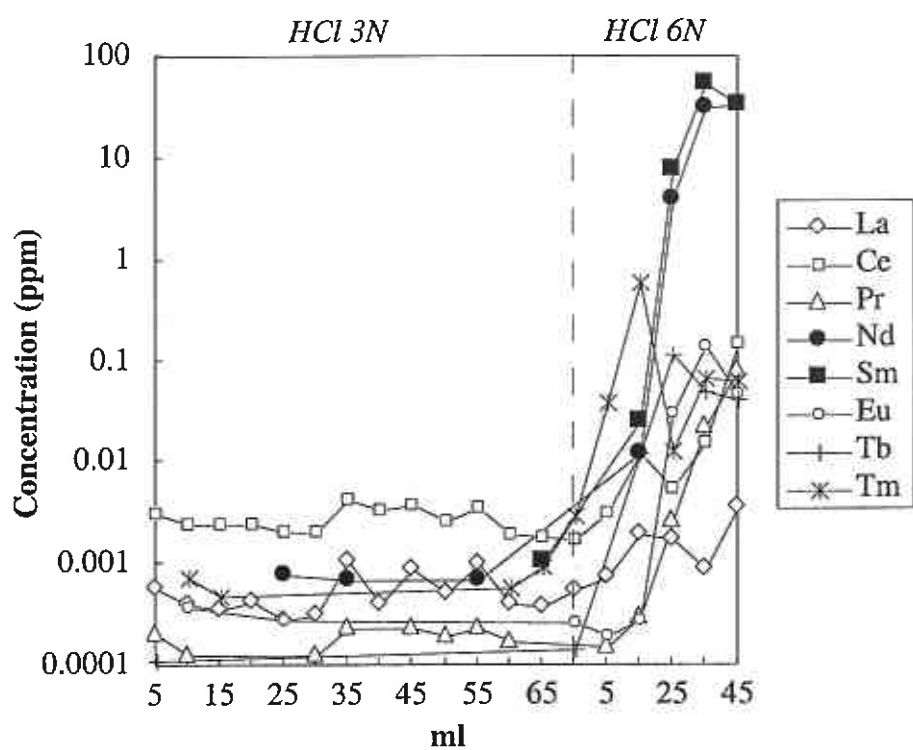
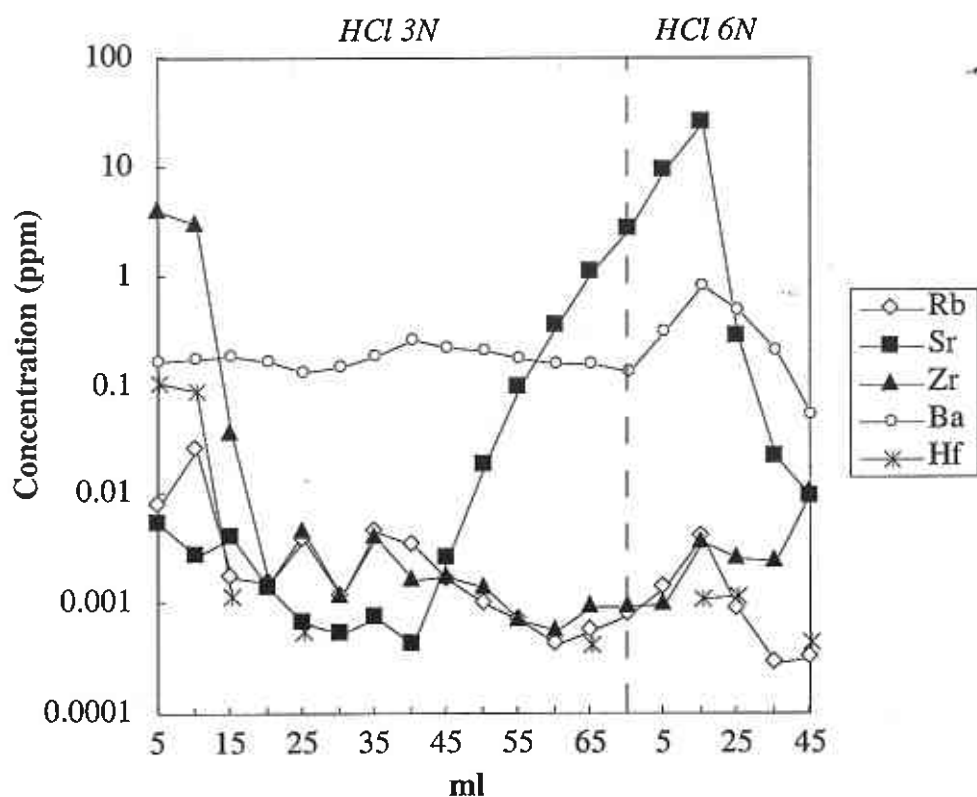
Volume colonne : 8 ml
Echantillon chargé : 100 mg

Résine : DOWEX-AG x12
Mesure du profil : ICPMS semi-quantitatif



Volume colonne : 8 ml
Echantillon chargé : 500 mg

Résine : DOWEX-AG x12
Mesure du profil : ICPMS semi-quantitatif



Annexe 4

Description des échantillons

12. Description des échantillons

Des photos des lames minces de l'ensemble des échantillons présentés dans cette annexe sont disponibles auprès de l'auteur sur simple demande.

12.1. Ride de Béata :

12.1.1. Localisation des échantillons

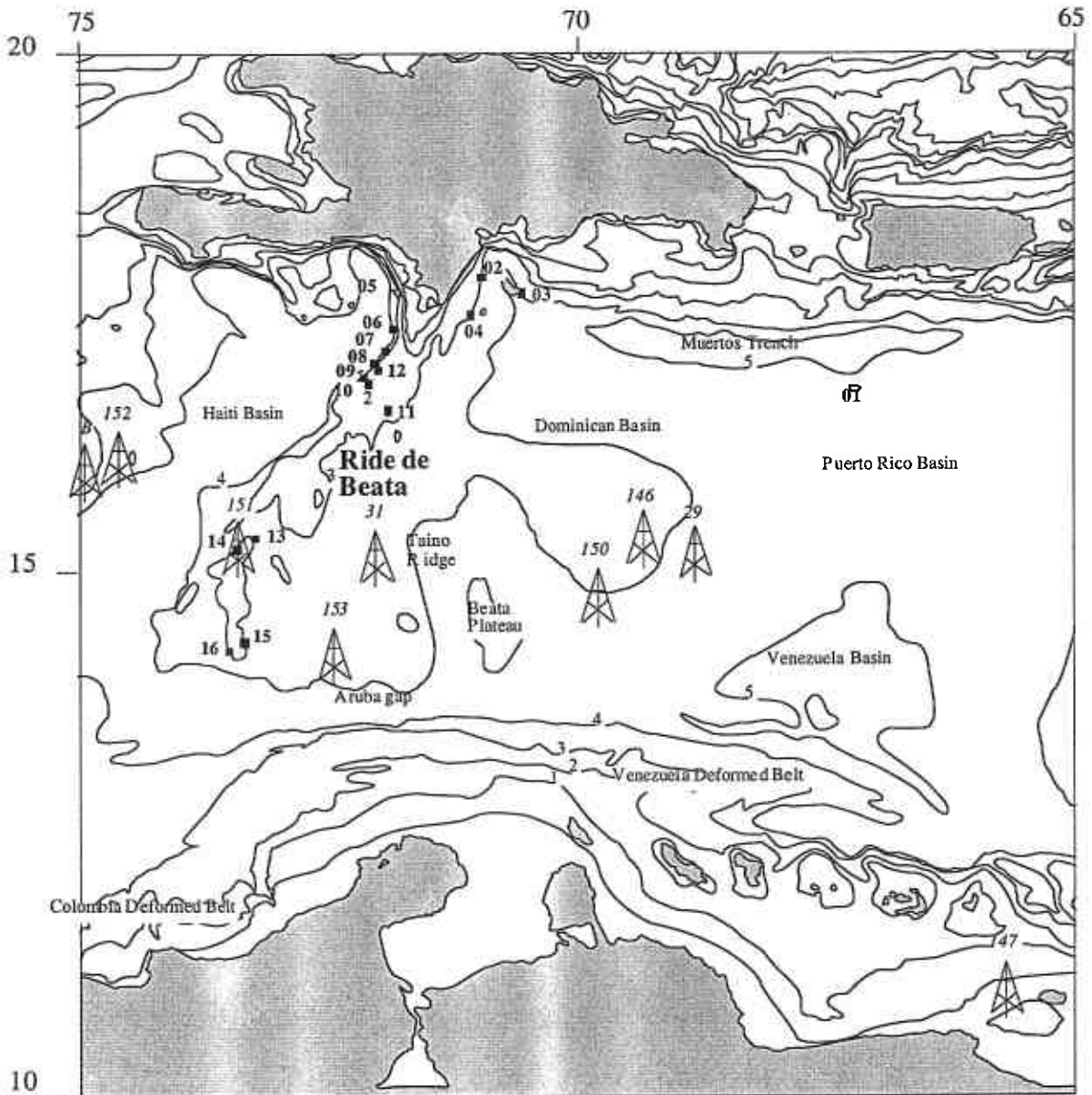


Figure 12.1: Carte de localisation des plongées de la campagne NAUTICA

12.1.2. Dolérites

NB-04-06 : Dolérite à olivine - texture microgrenue intergranulaire

Charpente de plagioclases automorphes et trapus (jusqu'à 1 mm de long). Microcristaux d'augite xénomorphes. Minéraux opaques xénomorphes, parfois squelettiques. Actinote fibreuse ou hornblende verte plus ou moins associée à des amas phylliteux brunâtres (mélanges de phyllites et d'amphiboles secondaires : ouralite). Quelques fantômes subautomorphes d'olivine : de manière moins probable il pourrait aussi s'agir d'orthopyroxène (?). Quartz secondaire parfois au cœur des amas rouille/verdâtre d'altération avec de nombreuses inclusions au cœur (déstabilisation d'un orthopyroxène ?).

NB-04-09 : Dolérite - texture microgrenue intergranulaire

Plagioclase automorphe à subautomorphe (andésine-labrador; taille ~1mm.), parfois zoné, légèrement saussuritisé et fracturé en charpente mal établie (texture subdoléritique). Augite intergranulaire, relativement fraîche. Minéraux opaques xénomorphes ou squelettiques. Apatite aciculaire. Amas phylliteux d'altération brunâtre (biotite ?), parfois cryptocristallins ou en aiguilles à disposition radiaire, incluant parfois du quartz. Certains amas subautomorphes et relativement peu nombreux pourraient correspondre à des fantômes d'olivine ou d'orthopyroxène.

Mode	Vol %		Vol %		Vol %
Pl	49	Pl	57	Pl	57
Cpx	37	Px	43	Cpx	43
Mx Op.	3	Ol	0	Opx	0
Alt.	11				
Total	100		100		100

NB-04-15 : Basalte / dolérite - texture trachytique non orientée à finement microgrenue

Basalte ou dolérite presque cryptocristalline surmonté d'une brèche monogénique (non présente dans la lame). Rares phénocristaux d'augite. Plagioclase microlitique formant une charpente non orientée. Granules d'augite et de minéraux opaques. Apatite. Verre (?) presque inexistant : ce faciès peut aussi bien correspondre à une bordure figée de filon doléritique qu'à un faciès de coulée de lave. Abondantes microtaches ou veines d'épaisseur millimétriques cryptocristallines phylliteuses et brunâtre constituant des amas « sub biotitiques ».

NB-05-01 : Dolérite - texture microgrenue intergranulaire

Phénocristaux de plagioclase très saussuritisé. Charpente de plagioclase très petit et altéré. Microcristaux d'augite et de minéraux opaques. Fantômes d'olivine subautomorphe. Amas phylliteux d'altération rouille/verdâtre/jaunâtre (saponite ?).

NB-08-01 : Dolérite à olivine - texture microgrenue intergranulaire

Charpente de plagioclase (<1 mm) limpide. Augite intergranulaire fraîche. Minéraux opaques xénomorphes. Certains sont plus petits et squelettiques. Apatite aciculaire. Fantômes d'olivine

(orthopyroxène ? peu probable) millimétrique donnant un aspect porphyrique à la texture. Amas phylliteux cryptocristallins rouille d'altération.

Mode	Vol %		Vol %		Vol %
Pl	55	Pl	62 - 57*	Pl	67
Cpx	27	Px	30 - 36*	Cpx	33
Mx Op.	3			Opx	0
Rel. Ol.	7	Ol	8 - 7*		
Alt.	8				
Total	100		100		100

* proportion recalculée en considérant que les produits d'altération correspondent au Cpx

NB-08-02 : Dolérite - texture microgrenue intergranulaire

Idem NB-08-01 avec de nombreux amas phylliteux d'altération ...

NB-08-04 : Dolérite - texture microgrenue intergranulaire

Idem NB-08-02

NB-08-08 : Dolérite - texture microgrenue subpoecilitique

Charpente de plagioclase automorphe à subautomorphe particulièrement allongé. Augite subpoecilitique à poecilitique. Minéraux opaques xénomorphes. Amas phylliteux d'altération et fractures.

Mode	Vol %		Vol %		Vol %
Pl	59	Pl	69 - 60*	Pl	69
Cpx	27	Px	31 - 40*	Cpx	31
Mx Op.	1	Ol	0	Opx	0
Alt.	13				
Total	100		100		100

* proportion recalculée en considérant que les produits d'altération correspondent au Cpx

NB-08-12 : Dolérite - texture microgrenue intergranulaire et glomeroporphyrique

Amas de phénocristaux de plagioclase. Charpente de plagioclase (~1mm) limpide. Augite intergranulaire fraîche. Minéraux opaques xénomorphes. Amas phylliteux d'altération (~ 2 mm)

NB-08-13 : Dolérite - texture microgrenue intergranulaire

Rares amas de phénocristaux de plagioclase. Charpente de plagioclase subautomorphe et limpide. Augite intergranulaire fraîche. Minéraux opaques xénomorphes. Amas cryptocristallins d'altération à tendance poecilitique.

NB-08-14 : Dolérite - texture microgrenue intergranulaire

Rares amas de phénocristaux de plagioclase. Charpente de plagioclase subautomorphe et limpide. Augite intergranulaire fraîche. Minéraux opaques xénomorphes. Amas cryptocristallins d'altération à tendance poecilitique. « Amygdales » remplies de minéraux phylliteux brunâtre, de minéraux opaques aciculaire et parfois de calcite ou de plagioclase aciculaire.

NB-10-04 : Dolérite - texture microgrenue subpoecilitique

Charpente de plagioclase subautomorphe (taille ~ 1 mm ; ~ 50 % du volume total). Augite subpoecilitique avec parfois des auréoles brunes d'altération (~ 34 % vol.). Minéraux opaques xénomorphes (~ 3% vol.). Apatite aciculaire. Amas phylliteux cryptocristallins rouille d'altération (~ 13 % vol.). Veines et grandes amygdales remplies entre autre de calcite.

NB-10-07 : Dolérite - texture microgrenue glomero-poecilitique

Charpente de petits plagioclase (< 1mm) parfois disposés en étoile. Associations d'augite subpoecilitique (~ 2 mm). Granules de minéraux opaques parfois à reflets rougeâtres (ilménite) xénomorphes ou à tendance squelettiques. Quelques amas cryptocristallins phylliteux rouille/verdâtre avec parfois de la calcite. Quelques veines de couleur rouille.

Mode	Vol %		Vol %		Vol %
Pl	55	Pl	63-56*	Pl	63
Cpx	33	Px	37-34*	Cpx	37
Mx Op.	2	Ol		Opx	
Alt.	10				
Total	100		100		100

* proportion recalculée en considérant que tous les produits d'altération correspondent au Cpx

NB-10-08 : Dolérite - texture microgrenue intergranulaire

Charpente de plagioclase subautomorphe. Microcristaux d'augite intergranulaire. Minéraux opaques xénomorphes parfois à tendance squelettique associé à du leucoxène. Amas et veines rouille phylliteux d'altération, xénomorphes ou rarement automorphes (fantômes d'olivine ?).

NB-11-01 : Dolérite - texture finement microgrenue intergranulaire

Charpente de plagioclase très allongé et parfois zoné. Microcristaux d'augite intergranulaire à subpoecilitique. Granules de minéraux opaques xénomorphes. Rares amas phylliteux d'altération.

NB-11-03 : Dolérite - texture microgrenue porphyrique

Amas de phénocristaux de plagioclase et d'augite zonée. Charpente de plagioclase subautomorphe souvent zoné (andésine-labrador). Microcristaux d'augite. Minéraux opaques xénomorphes ou squelettiques. Reliques d'olivine. Apatite aciculaire. Amas cryptocristallins de phyllites brunâtres à verdâtres avec une bordure rouge/orange ainsi que des granules de minéraux opaques, xénomorphes ou automorphes (fantômes d'olivine). Quartz accessoire au coeur des amas d'altération.

NB-11-04 : Dolérite - texture microgrenue porphyrique

Phénocristaux d'augite subautomorphe. Zones avec une charpente de plagioclase subautomorphe d'environ 1 mm voisinant avec des zones de plagioclases microlitiques. Augite intergranulaire à subpoecilitique. Granules de minéraux opaques xénomorphes. Rares amas cryptocristallins subautomorphes phylliteux d'altération (fantômes d'olivine ?).

NB-11-11 : Dolérite - texture microgrenue subpoecilitique

Charpente de plagioclase subautomorphe. Microcristaux d'augite parfois à extinction roulante subpoecilitique ou en agrégats polycristallins poecilitiques. Apatite aciculaire. Rares amas phylliteux cryptocristallins rouilles à verdâtres souvent xénomorphes et plus rarement subautomorphes (fantômes d'olivine ?). Veines avec des phyllites rouilles verdâtres cryptocristallines

NB-13-03 : Dolérite - texture microgrenue intergranulaire⁷ gloméro-porphyrrique

Phénocristaux (jusqu'à 2 mm) de plagioclase subautomorphe (andésine-labrador), souvent en amas et nettement zonés. Quelques phénocristaux d'augite. Charpente de plagioclase automorphe et trapus. Microcristaux d'augite intergranulaire, souvent en amas polycristallins. Minéraux opaques xénomorphes, parfois squelettiques, parfois à reflets rouge (ilménite). Apatite aciculaire. Minéraux d'altération rouille/verdâtre en amas cryptocristallins phylliteux ou en gerbe d'aiguilles (saponite ?).

NB-14-04 : Dolérite - texture microgrenue intergranulaire - avec enclave de diorite - texture grenue

Charpente de plagioclase trapu à inclusions d'apatite aciculaire. Augites xénomorphes intergranulaire. Minéraux opaques xénomorphes à squelettique (Photo n°9), parfois à reflets rougeâtre et associé à du leucoxène. Biotite secondaire à tendance poecilitique ou parfois amas phylliteux cryptocristallins xénomorphes d'altération rouille.

Enclave de diorite:

Plagioclase subautomorphe fracturé et altéré (andésine). Quartz xénomorphe et bourgeon de myrméckite (?) au contact quartz-plagioclase. Minéraux opaques squelettiques parfois associés au leucoxène. Apatite aciculaire. Reliques d'augite remplacées par des amas polycristallins brunâtre phylliteux, de la biotite ou des gerbes de fibres verdâtres (actinote, saponite?).

NB-16-08 : Dolérite - texture finement microgrenue gloméro-porphyrrique

Agrégats pluri-millimétriques de plagioclase automorphe millimétrique avec ou sans augite subautomorphe et plus rarement des olivines remplacées par des phyllites cryptocristallines verdâtres (saponite ?). Charpente de plagioclase subautomorphe de la taille de microlites. Microcristaux d'augite intergranulaire. Minéraux opaques xénomorphe, souvent aciculaire.

12.1.3. Basaltes

NB-07-03 : Basalte - texture microlitique vacuolaire porphyrique

Rares phénocristaux de plagioclase et d'augite. Microlites de plagioclase (andésine). Microcristaux d'augite et d'olivine automorphe totalement iddingsitisée. Minéraux opaques souvent aciculaires, parfois regroupés et associées à de la biotite (?) en particulier autour des vacuoles ou en granules xénomorphes. Apatite aciculaire. Verre.

NB-09-01 : Basalte - texture microlitique vacuolaire porphyrique

Rares phénocristaux d'augite. Microlites de plagioclase (~50 % vol) presque jointifs orientés (texture ~ trachytique). Microcristaux d'augite (~10 % vol). Olivine totalement iddingsitisée (~10 % vol). Minéraux opaques xénomorphes. Verre (~20 % vol). Certaines vacuoles et veines sont remplies de calcite.

12.1.4. Diorite

NB-04-04 : Diorite quartzique - texture finement grenue

Plagioclase subautomorphe à xénomorphes (oligoclase-andésine), jusqu'à 2 mm, légèrement saussuritisé avec souvent les deux directions de macles polysynthétiques de l'albite et du péricline. Quartz xénomorphe relativement abondant, parfois en vermicules d'intercroissance dans le plagioclase (myrméckite ?). Augite altérée. Minéraux opaques xénomorphes montrant parfois une auréole de leucoxène. Apatite très aciculaire en inclusions dans le quartz et le plagioclase (rapport largeur sur longueur jusqu'à 2/50 ; Photo n°10). Nombreux trous subautomorphes correspondant vraisemblablement aux altérations des pyroxènes. Amas phylliteux cryptocristallins (~10 % vol) rouille (biotite ?) parfois d'aspect fibreux et montrant parfois des reliques de clinopyroxène associés à de petits minéraux opaques.

Mode	Vol %			Vol %
Pl	55		Pl	85
Qtz	10		Qtz	15
rel. Px	19		F. alc.	0
Mx Op.	6			
Biot	10			
Total	100			100

12.1.5. Gabbros

NB-04-01 : Gabbro - texture grenue poecilitique

Charpente de plagioclases subautomorphes (andésine-labrador), jusqu'à 2 mm de long; relativement frais mais présentant des taches irrégulières recoupant les macles et la zonation (recristallisation ?). Augite plurimillimétrique presque toujours poecilitique montrant parfois des lamelles d'exsolution d'orthopyroxène. Certains clinopyroxènes renferment des granules incolores bordés et contenant un réseau de minéraux opaques rouilles très foncés (reliques d'orthopyroxène ?). Minéraux opaques xénomorphes et corrodés, parfois à reflets rouge (ilménite ?). Quartz accessoire. Apatite aciculaire. Rares zircon. L'augite est souvent partiellement altérée en produits rouilles sur les bordures et le long des craquelures. Localement, le pyroxène est complètement ouralitisé et remplacé par des amas rouille/verdâtre phylliteux, cryptocristallins ou des amas d'aiguilles (actinote, chlorite, biotite ?).

Mode	Vol %		Vol %		Vol %
Pl	52-53	Pl	60 - 56*	Pl	60
Cpx	32-31			Cpx	36
Opx (?)	4	Px	40 - 44*	Opx	4
Mx Op.	6	Ol	0		
Biot	6				
Total	100		100		100

* proportion recalculée en considérant que tous les produits d'altération correspondent au Cpx

NB-04-02 : Gabbro - texture finement grenue subpoecilitique

Charpente de lattes de plagioclases limpides (jusqu'à 3 mm de long). Clinopyroxène (augite) presque porphyrique et subpoecilitique, souvent en sections allongées et maclées (jusqu'à 5 mm de long), et présentant souvent de fines lamelles d'exsolutions d'orthopyroxène. Altérations brun-foncées parfois presque opaques en bordure des pyroxènes. Minéraux opaques xénomorphes parfois bordés de leucoxène. Apatite aciculaire en inclusion dans les plagioclases. Plages brunâtres cryptocristallines phylliteuses à tendance poecilitique renfermant parfois du quartz accessoire secondaire, presque automorphe (réaction de déstabilisation d'un orthopyroxène ?).

Mode	Vol %		Vol %		Vol %
Pl	52.5	Pl	64 - 54*	Pl	64 - 54*
Cpx	30	Px	36 - 46*	Cpx	36 - 46*
Mx Op.	3	Ol	0	Opx	0
Alt.	14				
Qtz	0.5				
Total	100		100		100

* proportion recalculée en considérant que tous les produits d'altération correspondent au Cpx

NB-08-16 : Gabbro - texture finement grenue

Charpente de plagioclase subautomorphe limpide et zoné. Augite xénomorphe intergranulaire. Minéraux opaques xénomorphes à tendance poecilitique et montrant parfois des reflets rouges. Très peu d'amas (verdâtre à jaunâtre) qui sont un mélange d'argile et de minéraux opaques avec des fibres à disposition radiaire .

NB-09-07 : Gabbro - texture finement grenue

Charpente de plagioclase limpide (~ 2-3 mm). Augite intergranulaire à subpoecilitique. Nombreuses reliques d'olivine iddingsitisée et/ou d'orthopyroxène altérée en phyllite verdâtre. Minéraux opaques automorphes à squelettiques. Apatite. Quelques amas rouilles d'altération et veines remplies de phyllites et de minéraux opaques.

Mode	Vol %		Vol %		Vol %
Pl	54	Pl	58 - 58*	Pl	61 - 58*
Cpx	35	Px	37 - 42*	Cpx	39 - 37*
Mx Op.	4			Opx	0 - 5*
Ol ou	5	Ol	5 - 0*		
Opx ?					
Alt.	2				
Total	100		100		100

* si Opx au lieu d'Ol

NB-10-01 : Gabbro - texture grenue presque porphyrique

Charpente de plagioclase souvent automorphe et zoné (andésine-labrador). Grande augite poecilitique (jusqu'à 5 mm) à rare bordure d'amphibole secondaire. Minéraux opaques subautomorphes à xénomorphes souvent associés à du leucoxène. Rares amas phylliteux cryptocristallins « sub biotitiques ». Quelques minéraux incolores ceinturés et renfermant un réseau de minéraux brunâtres parfois presque opaques pourraient correspondre à des pseudomorphoses d'orthopyroxène.

Mode	Vol %		Vol %		Vol %
Pl	53	Pl	55	Pl	55
Cpx	42	Px	45	Cpx	43
Mx Op.	2	Ol	0		
Rel. Opx ?.	1			Opx	2
Alt	2				
Total	100		100		100

NB-10-03 : Gabbro à orthopyroxène - texture grenue

Charpente de petit plagioclase (1-2 mm) automorphe à subautomorphe légèrement altéré et fracturé (labrador-bytownite). Grandes augites poecilitiques (jusqu'à 5 mm) dont certaines présentent des extinctions roulantes et presque systématiquement une bordure d'altération brunâtre (hornblende ?). Minéraux opaques xénomorphes subpoecilitiques (cristallisation tardive). Zones altérées xénomorphes brun foncées plus ou moins associées à des minéraux opaques assimilées à des reliques d'orthopyroxène (?) parfois blindés dans les augites. Rares amas phylliteux cryptocristallins parfois entièrement recristallisée en biotite. Certains de ces amas, contenant des phyllites (iddingsite, serpentine, chlorite, biotite ?) et montrant un ancien réseau de craquelures souligné par des alignements de granules de minéraux opaques correspondraient à des pseudomorphoses d'olivine. Souvent ces pseudomorphoses d'olivine semblent plus ou moins blindées dans les pseudomorphoses d'orthopyroxène (réaction périclétique).

Mode	Vol %		Vol %		Vol %
Pl	43	Pl	46	Pl	47
Cpx	43			Cpx	47
Rel. Opx ?.	6	Px	52	Opx	6
Rel. Ol ?	2	Ol	2		
Mx Op.	2				
Alt	4				
Total	100		100		100

NB-10-06 : Gabbro ou gabbro à olivine - texture grenue

Charpente de plagioclase subautomorphe (1-2 mm) entre de grandes augites poecilitiques (jusqu'à 6 mm) contenant des plagioclases subautomorphes de taille ≤ 1 mm. Minéraux opaques xénomorphes. Associations xénomorphes (amas rouille d'altération) de phyllites cryptocristallines parfois recristallisés en biotite et d'ancien minéraux dont les craquelures sont soulignées par des opaques et/ou des minéraux rouilles (olivine et/ou orthopyroxène ?).

Mode	Vol %	Vol %	Vol %		
Pl	39	Pl	42	Pl	43
Cpx	48			Cpx	53
Rel. Opx ?.	4	Px	56	Opx	4
Rel. Ol ?	1	Ol	2		
Mx Op.	2				
Alt	6				
Total	100	100	100		

NB-11-05 : Gabbro - texture grenue

Charpente de plagioclase subautomorphe (jusqu'à 2 mm). Grandes augite parfois en amas poecilitique (jusqu'à 5 mm). Minéraux opaques xénomorphe. Associations en symplectites de microcristaux d'augite, de plagioclase et de granules d'opaque. Quelques amas et veines phylliteux d'altération rouille suggérant des fantômes d'olivine.

NB-13-10 : Gabbro - texture finement grenue

Charpente de plagioclase automorphe. Augite subautomorphe intergranulaire à subpoecilitique. Très localement, associations symplectiques de microcristaux d'augite et de plagioclase. Minéraux opaques xénomorphes. Amas phylliteux d'altération cryptocristallins brunâtre parfois recristallisés en biotite. Certains de ces amas sont automorphes (reliques d'olivine ?).

NB-14-05 : Gabbro - texture finement grenue

Phénocristaux de plagioclase (andésine-labrador, jusqu'à 0.5 cm) xénomorphe et zoné, souvent en amas. Charpente de plagioclase souvent zoné et subautomorphes. Augite intergranulaire rarement poecilitique. Rares zones d'association symplectiques de microcristaux de plagioclase et d'augite. Minéraux opaques xénomorphes parfois squelettiques associé à du leucoxène. Apatite aciculaire. Amas cryptocristallins (brunâtre) ou fibreux (verdâtre, actinote et biotite verte provenant de l'altération des clinopyroxènes ?) phylliteux avec des granules d'opaques et de la biotite brune. Certains de ces amas sont subautomorphe et peuvent correspondre à des fantômes d'olivine (amas brunâtres).

NB-15-05 : Gabbro à orthopyroxène et olivine - texture grenue poecilitique

Charpente de plagioclase subautomorphe, souvent zoné (~ 45-50% vol ; labrador-bytownite). Grande augite poecilitique (jusqu'à 5-6 mm, ~ 30 % vol), souvent zonée avec une bordure brunâtre renfermant des micro-exsolutions d'orthopyroxène. Globules phylliteux cryptocristallins incolores à brunâtres, fossilisant d'ancien réseau de fractures (fantôme d'olivine souvent regroupés, ~ 15-20% vol). Minéraux xénomorphes incolores blindés et renfermant systématiquement un réseau d'opaque brun très sombre (orthopyroxène et reliques d'orthopyroxène, ~ 5 % vol). Minéraux opaques xénomorphes. Fibres d'actinote verdâtre.

Mode	Vol %	Vol %	Vol %		
Plag	47-49	Plag	48	Plag	58
Cpx	32-28			Cpx	37
Opx	3-5	Px	35	Opx	5
Ol	16-17	Ol	17		
Op + Amph	2-1				
Total	100	100	100		

12.2. Gorgona

12.2.1. Localisation des échantillons

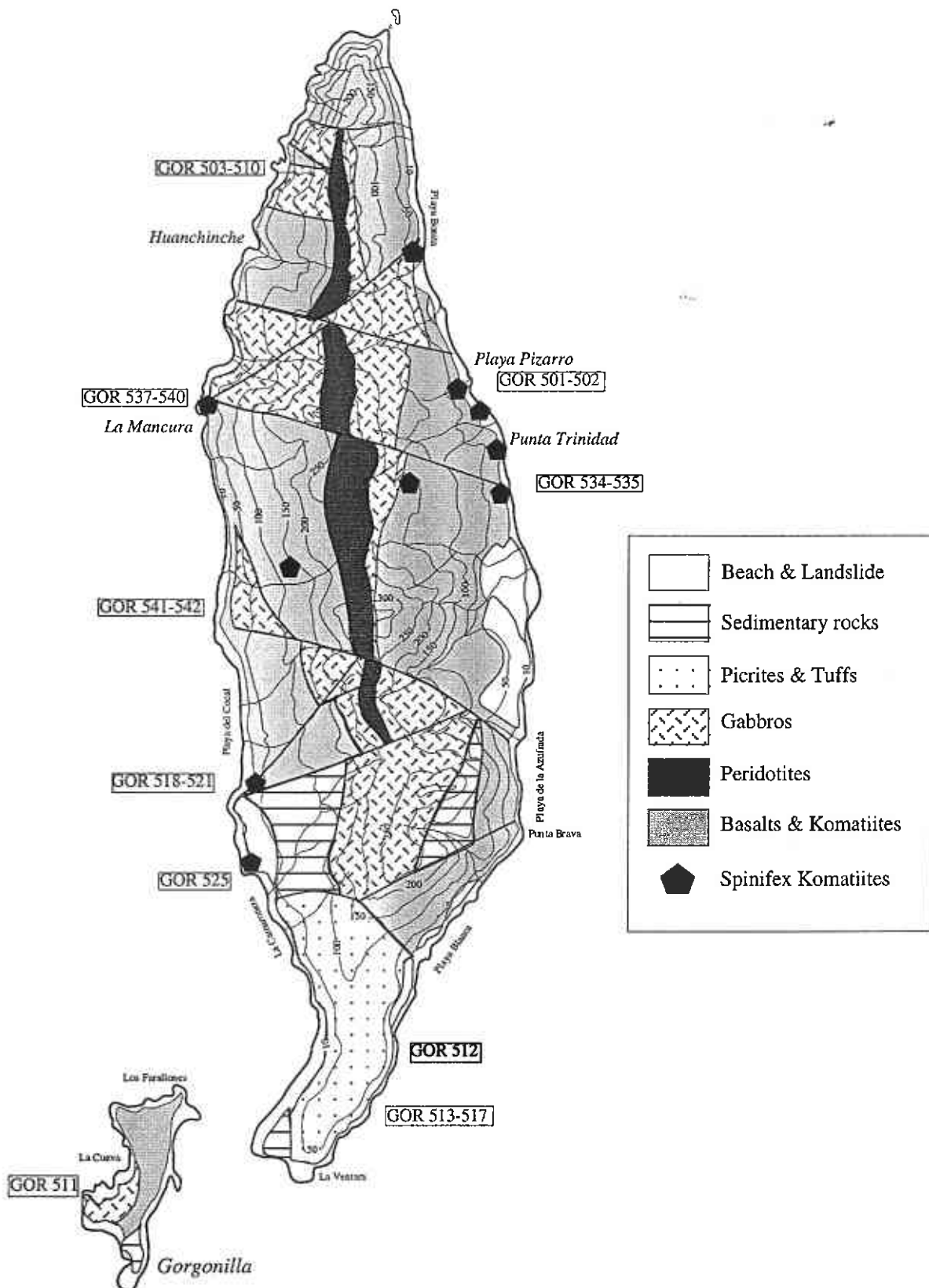


Figure 12.2 : Carte géologique de Gorgona (d'après Echeverrià, 1984) et localisation des échantillons

GOR 501, Komatiite, Punta Trinidad

Komatiite à texture spinifex. Olivines en baguettes très allongées (5 mm en moyenne, environ 50% vol.) dans une matrice constituée de nombreux plagioclases automorphes très allongé (25% vol. environ) et de clinopyroxènes xénomorphes (20% vol. environ). Les relations entre plagioclases et clinopyroxènes indiquent que le plagioclase cristallise en premier. Localement des associations de plagioclases et de clinopyroxènes dendritiques sont observées. Les minéraux opaques sont soit xénomorphes, soit montrant une tendance squelettique.

GOR 502, Komatiite, Punta Trinidad

Komatiite à texture spinifex semblable à GOR 501. Par rapport à l'échantillon précédant, les plagioclases montrent des rapports largeur sur longueur plus élevés. Le plagioclase cristallise aussi avant le clinopyroxène. Les minéraux opaques se présentent sous forme de granules xénomorphes.

GOR 503, Dunite, Huanchinche

Roche constituée de 90% de cristaux d'olivines. Deux populations d'olivines peuvent être identifiées : une de grandes olivines automorphes avec de nombreux golfs de corrosion (1 mm en moyenne). Elles sont assez altérés (serpentine) et fracturées. La seconde population est constituée de petite olivines arrondies (0.1-0.2 mm en moyenne). Les olivines sont cimentées par des plages de clinopyroxènes poecilitiques. Les olivines les plus petites sont souvent visibles au milieu de ces plages. Les minéraux opaques se présentent principalement sous forme de granules xénomorphes. La matrice est essentiellement formée de serpentine.

On peut noter par ailleurs la présence d'olivines squelettiques et d'une baguette d'olivine semblable à une olivine spinifex.

GOR 504, Dunite, Huanchinche

Echantillon très similaire à GOR 503. Les deux mêmes populations d'olivine sont observées. Toutefois, les olivines les plus grandes sont de plus grande taille (2 mm en moyenne) et semblent montrer moins de golfs de corrosion. Cet échantillon est aussi caractérisé par la présence de quelques cristaux de plagioclases et de minéraux opaques automorphes.

GOR 505, Dunite, Huanchinche

Echantillon très similaire à GOR 503. Les deux mêmes populations d'olivine sont observées.

GOR 506, Wehrlite, Huanchinche

Mégacristaux d'olivine automorphes (2-3 mm en moyenne, 60% vol.) plus ou moins serpentinisées et fracturées. Plages de clinopyroxènes xénomorphes ou à extinction roulante (2-3 mm, 35% vol.). Plagioclases en gerbes formant parfois des symplectites avec du clinopyroxène (4% vol.). Minéraux opaques squelettiques (0.2-0.3 mm). Les olivines montrent parfois des golfs de corrosion remplis par du clinopyroxène.

GOR 507, Wehrlite, Huanchinche

Minéralogie et proportions identiques à GOR 506. La taille du grain est globalement plus petite (1 mm en moyenne pour les olivines). Les minéraux opaques ont tendance à être sub-automorphes. L'échantillon est aussi globalement plus serpentinisé que le précédent.

GOR 508, Gabbro, Huanchinche

Gabbro à olivine à texture grenue poecilitique. Globules d'olivines (2 mm en moyenne, 20-25 % vol.) dans une matrice constituée de plagioclases sub-automorphes à automorphe (0.5 mm en moyenne, 50-55 % vol.) et de clinopyroxènes xénomorphes et très poecilitiques (30-40 % vol.). Cette texture indique que le plagioclase est la seconde phase à cristalliser après l'olivine. Minéraux opaques à tendance automorphe quand ils sont en inclusion dans les olivines et xénomorphes. Les olivines sont plus ou moins serpentinisées le long des fractures.

GOR 509, Gabbro, Huanchinche

Gabbro à olivine à texture grenue poecilitique. Quelques grandes olivines automorphes (1 mm en moyenne) associées à une population d'olivines en granule et de petite taille (0.1 mm en moyenne, 33% vol. en tout) dans une matrice de plagioclases (0.1 mm en moyenne, 33 % vol.) et de clinopyroxènes à tendance poecilitiques (33 % vol.). Les minéraux opaques se présentent sous forme de granules très petites (<<0.1 mm). Les olivines et le plagioclases sont parfois altérés.

GOR 510, Gabbro, Huanchinche

Gabbro poecilitique à clinopyroxène et plagioclase. Plagioclases sub-automorphes à automorphes (1 mm de long en moyenne, 50-55 % vol.) dans une matrice de clinopyroxènes en plages xénomorphe (45-50 % vol.). Les minéraux opaques sont xénomorphes ou squelettiques et de grande taille (entre 0.5 et 1 mm).

GOR 511, Gabbro, Gorgonilla

Echantillon identique à GOR 510. La taille du grain est toutefois légèrement plus grande.

GOR 512, Picrite, Playa Blanca

Picrite à texture presque microgrenue. Grande densité d'olivine (50 % vol.) dans une matrice constituée de clinopyroxènes et de microlites de plagioclases (respectivement 40 % vol. et 10 % vol.). A la différence des dunites, la répartition des olivines est unimodale.

GOR 513, Picrite, Playa Blanca

Idem GOR 512

GOR 514, Picrite, Playa Blanca

Idem GOR 512

GOR 515, Picrite, Playa Blanca

Idem GOR 512. Certaines olivines sont des mégacrists dont la taille peut atteindre 5 mm.

GOR 517, Picrite, Playa Blanca

Idem GOR 515

La matrice de cet échantillon est constitué presque exclusivement de microlites de plagioclases.

GOR 518, Komatiite, Nord de Playa Verde

Komatiite à texture spinifex. Les baguettes d'olivines sont très allongées et orientées (jusqu'à 2 mm en moyennes, 50 % vol.). La matrice est constituée de plagioclases et de clinopyroxènes (25 % vol. chacun). Les plagioclases sont les premiers à cristalliser, ils sont automorphes et allongés. Les clinopyroxènes sont xénomorphes. Les minéraux opaques montrent une tendance squelettique. On peut noter, par ailleurs, que l'orientation des olivines n'est pas reproduites par les plagioclases.

GOR 519, Komatiite, Nord de Playa Verde

Komatiite à texture spinifex. Idem GOR 518 mais plus altérée.

GOR 520, basalte komatiitique, Nord de Playa Verde

Texture presque microgrenue. Les olivines sont squelettiques, les plagioclases se présentent sous forme de lattes sub-automorphes et les clinopyroxènes sont xénomorphes. Parfois des associations en symplectites de plagioclases et de clinopyroxènes sont observées.

GOR 521, Komatiite, Nord de Playa Verde

Idem GOR 501. Texture plus fine.

GOR 525, Komatiite, La Camaronera

Idem GOR 501. Toutefois, les minéraux opaques sont ici automorphes.

GOR 534, Gabbro, Punta Trinidad

Gabbros poecilitique à olivine. Les olivines sont automorphes, serpentinisées le long des fractures. Les plagioclases sont fortement zonés et relativement larges (en moyenne 0.5 mm de long et 0.3 mm de large). Les clinopyroxènes se présentent en plages xénomorphes de grande taille. Les minéraux opaques sont de petites taille, xénomorphes et souvent regroupés en amas.

GOR 535, Gabbro, Punta Trinidad

Gabbro à olivine à texture intergranulaire. Les olivines sont automorphes et d'une taille moyenne de 1 mm (20 % vol.). Les plagioclases et les clinopyroxènes sont sub-automorphes (1 mm en moyenne ; 40 % vol. chaque). Les minéraux opaques sont automorphes à xénomorphes (0.1 mm en moyenne).

GOR 537, Komatiite, La Mancura

Nombreuses olivines squelettiques (0.5 mm en moyenne, 50 % vol.) dans une matrice constituée principalement de microlites de plagioclase (0.1 mm en moyenne, 30 % vol.) et de clinopyroxènes entre ces lattes (0.1 mm en moyenne, 20 % vol.).

GOR 538, Komatiite, La Mancura

Idem GOR 537

GOR 539, Komatiite, La Mancura

Idem GOR 501

GOR 541, Gabbro, Sud de La Mancura

Gabbro poecilitique à clinopyroxène et plagioclase. Idem GOR 510

GOR 542, Dunite, de La Mancura

Echantillon constitué à plus de 90 % d'olivine. La distribution de ces olivines est ici unimodale. Les cristaux ont une taille variant entre 1 mm et 2 mm. Ils sont automorphes. La matrice est constitué de clinopyroxène en granules xénomorphes (3 % vol.) et de quelques lattes de plagioclases sub-automorphes (1 mm en moyenne, 2 % vol.). Les minéraux opaques de présentent en granules à tendance xénomorphes.